

博 士 論 文

四国東部における中央構造線の断層面の低角度化と  
地すべり運動への転化

平成 27 年 9 月

高知大学大学院総合人間自然科学研究科

応用自然科学専攻

加藤 弘徳

## 博士学位論文 要旨

### 四国東部における中央構造線の断層面の低角度化と地すべり運動への転化

総合人間自然科学研究科応用自然科学専攻 加藤 弘徳

中央構造線は西南日本内帯の領家帯と外帯の三波川帯の境界をなす大断層であるが、領家帯が白亜系和泉層群に覆われている四国地方では、和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界断層をもって中央構造線とされている（須鎗ほか，1991）。そして和泉層群の南縁付近において第四紀に活動している断層群は中央構造線活断層系と呼ばれている（岡田，1973 など）。

四国東部では、複数箇所で低角度断層面を持つ衝上断層が発見され、それが中央構造線であるとして報告された（中川・中野，1964 など）が、岡田（1973）などが、第四紀に活動した中央構造線は右横ずれ成分と鉛直成分を併せもつ高角度断層であると結論したために、この認識が日本の活断層研究者の間では主流となり今日に至っている。低角度断層面を持つ衝上断層については、高角度の活断層がノンテクトニックな要因で後成的に低角度化したものであると解釈された。しかしながら、低角度化の機構についてはこれまで詳しく論じられることはなかった。

本研究では、深部で高角度であった断層が地表付近で初生的に断層運動によって低角度したものが低角度断層面を持つ衝上断層であると結論した。断層面の低角度化は、和泉層群の岩盤と軟質な更新統土柱層が断層接触するところで、土柱層の短縮によって発生することを明らかにした。

中央構造線活断層系ストリップマップ（水野ほか，1993）によると、衝上断層は山地側（北側）に分布する和泉層群の南縁部に沿って土柱層が分布しているところで多発している。未～半固結の土柱層は和泉層群の岩盤に比べ強度が低いために、土柱層側が一方的に変形する。このとき、土柱層はドラッグ褶曲で折りたたまれて短縮するほか、シルト層中のせん断面に沿って上盤が低地側に向かってせり出すことで、和泉層群と土柱層の境界断層は低角度化した。境界断層の断層粘土には三波川結晶片岩起源の岩片が多数含まれていることから、深部では、和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界断層としての中央構造線に連続していることが確認された。このことは境界断層の変位センスも右横ずれ成分を持つことでも支持される。

中央構造線活断層系沿いでは、低角度化した境界断層を地すべり先端部のすべり面とする和泉層群の地すべりが多発している。井ノ久保地すべりやシンヤマ地すべりがその例で、地すべり移動体の長距離移動によって河川をせき止めた痕跡が残っている。境界断層の運動センスと地すべり運動のセンスが一致していることから、断層運動時にそれが地すべり運動に転化しやすく、河川のせき止めも同時に起こった可能性がある。

近年各地の山地－平地境界の活断層の活動では、低角度の地表地震断層が発生しており、断層面の低角度化の認識は地震防災の上で重要である。低角度断層面は地すべり面への転化の恐れもあり、斜面防災の観点からも重要である。

博士学位論文

四国東部における中央構造線の断層面の低角度化と地すべり運動への転化

総合人間自然科学研究科 加藤 弘徳

要旨

目次

<b>1. 序論</b>	<b>1</b>
1.1 研究の背景	1
1.2 研究の目的	3
1.3 本論文の構成	4
第1章の引用文献	6
<b>2. 四国地方の中央構造線に関する研究史</b>	<b>7</b>
2.1 概要	7
2.2 活動史	8
2.3 中央構造線と和泉層群	8
2.4 中央構造線活断層系	9
2.5 断層破碎帯の特徴	10
2.6 活断層の第四紀後期の活動性	11
2.7 断層の地下構造の問題	12
2.8 低角度断層の分布	15
2.9 大規模地すべりとの関係	16
2.10 中央構造線沿いの中世貫入岩類と熱水変質作用	19
第2章の引用文献	21
<b>3. 低角度断層と土柱層の関係に関する調査・検討</b>	
<b>一徳島県美馬市～三好市における衝上断層群の例一</b>	<b>24</b>
3.1 導入	24
3.2 三野地域の中央構造線に関する従来の見解	25
3.2.1 三野地域	25
3.2.2 美馬地域	27
3.3 地形・地質概要（三野地域）	34
3.3.1 地形概要	34

3.3.2	地質概要	36
3.4	低角度断層の分布状況（三野地域）	43
3.4.1	勢力地区	43
3.4.2	芝生地区	46
3.4.3	太刀野地区	58
3.4.4	三野地域の低角度断層の特徴	61
3.5	低角度断層の発達に関する考察	62
3.5.1	低角度断層に関する観察事実の総括	62
3.5.2	低角度断層の運動センスの解析	63
3.5.3	低角度断層と土柱層の関係	65
3.5.4	地表付近の地質境界断層の形態	67
3.5.5	低角度断層の成因	69
3.6	第3章のまとめ	71
	第3章の引用文献	72

#### 4. 低角度断層と地すべり発達に関する検討

	<b>一徳島県三好市，池田断層と井ノ久保地すべりの例一</b>	<b>74</b>
4.1	導入	74
4.2	本地域の中央構造線（池田断層）に関する従来の見解	79
4.2.1	池田断層の概要	79
4.2.2	断層破碎帯の特徴	79
4.2.3	井ノ久保地区周辺における池田断層の通過位置	79
4.3	地形・地質概要	82
4.3.1	地形概要	82
4.3.2	地質概要	83
4.4	井ノ久保地すべりの記載	89
4.4.1	地すべりのブロック区分	89
4.4.2	地すべり堆積物	89
4.4.3	地すべりの末端形状	89
4.4.4	すべり面の特徴	90
4.5	断層の記載	99
4.5.1	落倉谷の状況	99
4.5.2	白地衝上の状況	102
4.6	考察	107
4.6.1	断層通過位置に関する議論	107
4.6.2	井ノ久保地すべりの滑動特性	111

4.6.3	地すべり発達過程の検証	113
4.6.4	断層・地すべりの発達モデル	116
4.6.5	池田低角度断層の分布	118
4.6.6	近接地域における類似事例	120
4.7	本章のまとめ	123
	第4章の引用文献	124

## 5. 断層岩類、すべり面粘土の記載 126

5.1	導入	126
5.2	断層岩類について	128
5.3	方法	130
5.3.1	現地での観察	130
5.3.2	サンプルの採取・運搬	130
5.3.3	サンプルの固化・研磨	133
5.3.4	サンプル研磨面の観察	133
5.3.5	薄片の作成と観察	134
5.4	中央構造線沿いに産出する粘土	135
5.4.1	徳島県阿波市阿波町芝生谷川の断層露頭	137
5.4.2	美馬市小星大師池の断層露頭	141
5.4.3	美馬市荒川嫁坂谷の断層露頭	150
5.4.4	美馬市の荒川衝上	155
5.4.5	三好市三野町芝生の芝生衝上	161
5.4.6	三好市三野町芝生の三野断層（結晶片岩の混入岩塊）	168
5.4.7	三好市三野町芝生の芝生北露頭	172
5.4.8	三好市三野町太刀野堂ノ谷の断層露頭	177
5.4.9	三好市三野町太刀野西部の池田断層	181
5.4.10	三好市池田町州津の池田断層露頭	186
5.4.11	愛媛県四国中央市川滝町東方の結晶片岩断層露頭	190
5.4.12	四国中央市川滝町の川滝衝上露頭	193
5.4.13	西条市丹原町湯谷口の物質境界断層露頭	198
5.4.14	砥部町岩谷口の物質境界断層露頭（砥部衝上）	207
5.5	中央構造線以外の地域の断層・地すべり粘土	211
5.5.1	結晶片岩の地すべり粘土（その1：田井地区）	211
5.5.2	結晶片岩の地すべり粘土（その2：葛地区）	213
5.5.3	層状堆積岩の断層粘土（平鍋地区）	216
5.6	考察	219

5.7	本章のまとめ	224
	第5章の引用文献	225
<b>6.</b>	<b>総合解析</b>	<b>227</b>
6.1	概要	227
6.2	低角度断層の発生条件と発達機構	228
6.2.1	低角度断層の発生条件	228
6.2.2	低角度断層の発達機構	231
6.3	衝上断層と地すべりの識別	233
6.4	低角度断層に起因する応用地質学的諸問題	234
6.5	活断層地域における防災的・土木地質学的問題点と提言	236
6.5.1	防災的問題点	236
6.5.2	土木地質学的問題点	237
6.5.3	活断層地域における防災的・土木地質学的提言	237
6.6	本章のまとめ	239
	第6章の引用文献	240
<b>7.</b>	<b>総括</b>	<b>242</b>

謝辞

# 第 1 章

## 序 論

## 第1章 序論

### 1.1 研究の背景

日本列島では活断層の運動がしばしば山地と平地の分化に関係していて、山地と平地との境界に活断層が走っている。そこでは断層運動で山地が隆起するのに対して、平地側では沈降が起こっている。

隆起する山体は山裾を走る活断層に対して重力的に圧迫している（山側から圧力をかける）と考えられ、活断層の地表面象に対して何らかの影響を与えていることは想像に難くない。我が国において山地と平地を分化する活断層の中には、低角度の断層面を持って地表に出現しているものがある。このような断層の中には、地下深部まで低角度の断層面を有するものもあるかもしれないが、地表付近の二次的な影響を受けて高角度断層が変形し低角度化したものがある可能性が高い。

近畿地方の大阪平野の周辺部では、山地を形成している丹波層群や花崗岩からなる基盤岩が、平地を形成している第四系大阪層群に衝上することが知られている。これについて横山（2007）は、大阪層群は境界断層に近づくにつれて短縮し層理面が高角度になっていることと結びつけ、山地からの重力的な影響によって境界断層と垂直な方向に生じた圧縮を受け大阪層群が短縮し、地下深部で高角度であった断層が地表付近で低角度に移化することによって、山地側の基盤岩が大阪層群上に衝上したと考えた。すなわち、大阪層群の短縮こそが境界断層の低角度化の原因であると結論付けた。この事例では、テクトニックな要因で活動した断層が、地表付近において重力というノンテクトニックな影響を受け、変形したことを示している。

中央構造線は西南日本内帯の領家帯と外帯の三波川帯の境界をなす大断層である。このうち第四紀に活動している断層群は中央構造線活断層系と呼ばれ、これは活動度が極めて高くわが国を代表する活断層の一つである。後述のとおり四国地方では古くから中央構造線に沿って低角度断層露頭の存在が報告されており、これらはかつて中央構造線の衝上断層と考えられた（例えば、中川・中野，1964a,b）。しかし一方では低角度断層面は衝上断層ではなく、高角度北傾斜の断層が地すべり現象によって後成的に低角度化したものと考えられた（岡田，1973b など）。ただし高角度断層が低角度化するためには断層下盤が消滅あるいは短縮しなければならないが、そのことについては説明がない。この問題は未解決のまま、中央構造線の活断層は右横ずれ運動を主体とする高角度断層とする解釈が定着した。その原因は、反証可能な観察事項を提示し互いが同じ現場に立って議論しなかったことにある。この地域の中央構造線に沿う運動センスには鉛直成分も少なからず存在しており（岡田，1973b）、その影響で隆起側に山地が形成されていることを考えると、上記の大阪層群周辺部の事例と同様の現象が四国地方の中央構造線でも生じている可能性がある。

地表で確認された低角度断層の本質について、真実はテクトニックな断層であるにも関わらず、それとは全く無関係なすべり面と誤認されてしまうとすれば、そのことによって学術的な問題のほかに様々な不利益が生じることが考えられる。土木分野では、誤った解釈に基づく地質平面図や断面図が作成され、それにより支持地盤・基礎地盤が誤って設定される可能性がある。この場合、工事開始後の大幅な設計修正や施工ストップ、構造物の供用開始後の損壊や、思いがけない災害の発

生に結び付く恐れがあり，公共の福祉にとって大きな不利益になると予想される。また地すべりの機構を見誤ることによる防災上の問題点も想定される。このような問題を避けるために，低角度断層の形成機構を解明することは極めて重要である。

## 1.2 研究の目的

本研究の目的は次のとおりである。

四国地方東部の中央構造線沿いの地域を対象として、山地と平地の境界を通過する活断層（以後、このような断層を「山地－平地境界断層」と記す）の地表付近の断層構造を明らかにし、この地域に報告されてきた低角度断層の形成機構を明らかにする。また、低角度断層と地すべり面は同じ地表付近の現象であり形態が極めて類似していることから、その識別方法の確立を目指す。

先述のとおり、山地－平地境界断層は中央構造線に限ったものではない。上述のような検討結果に基づき、本研究では山地－平地境界断層沿いの地域に想定される地表面象をとりまとめ、防災的・土木地質学的課題とその解決策について言及する。

前述のとおり、本地域でかつて中央構造線の衝上断層として報告されてきた低角度断層（例えば、中川・中野，1964a,b）は、明確な説明がなされないまま、高角度北傾斜の断層が地すべり現象によって後成的に低角度化したものと結論付けられた（例えば、岡田，1973b）。この原因として、各主張を行う研究者らが反証可能な観察事項を提示し互いが同じ現場に立って議論しなかったことが考えられる。このことから、本研究は既往文献の内容を現場で検証し、そして詳細ルートマップやスケッチによる記載を中心として進めていくこととする。

## 1.3 本論文の構成

本論文は【第1章】から【第7章】まで、7つの章で構成している。

【第1章】(本章)は「序論」と題し、本研究の背景および目的について記述した。

【第2章】では「四国地方の中央構造線に関する研究史」と題し、四国地方の中央構造線に関するレビューを行う。本章では、主に四国地方の中央構造線に関する一般的知見のほか、活断層の地表構造に関する問題点に着目し、資料を取りまとめる。活発な活断層として知られている四国の中央構造線は、先述のとおり断層面の構造や傾斜角度に関して大きく議論が分かれており、かつて中央構造線沿いの衝上断層とされた低角度断層露頭が、現在は地すべりのすべり面と判断されたものも存在している。断層およびそれに接触する地質体の関係に着目し、低角度断層の分布特性についてとりまとめる。

【第3章】は「低角度断層と土柱層の関係に関する調査・検討—徳島県美馬市～三好市における衝上断層群の例—」と題する。第2章での資料取りまとめの結果、四国東部(徳島県域)の中央構造線沿いで報告されてきた低角度断層は全て、山地側(北側)に分布する白亜系和泉層群の岩盤と、平地側(南側)に分布する第四系更新統の未～半固結堆積物である土柱層の地質境界に発達していることが明らかになった。このことから、低角度断層の形成には平地側の土柱層の存在が関与していることが推定される。本章では、徳島県三好市三野町で報告された「芝生衝上」(中川・中野, 1964a)の周辺地域(三野地域; 図 1.3.1)を例として、詳細な地表地質踏査および露頭観察を行い、低角度断層と土柱層の関係を調査する。また、三野地域の東隣にあたる徳島県美馬市の「荒川衝上」(須鎗・阿子島, 1978)の周辺地域(美馬地域; 図 1.3.1)における低角度断層の分布を、既往調査結果に基づきレビューする。これらの成果から、低角度断層の発達において平地側の未～半固結堆積物が重要な役割をなしていることを示す。

【第4章】は「低角度断層と地すべり発達に関する検討—徳島県三好市, 池田断層と井ノ久保地すべりの例—」と題する。中央構造線に沿って発達した巨大な地すべりである徳島県三好市池田町の井ノ久保地すべり(図 1.3.1)に対して詳細なルートマップ作成による地表地質踏査を行い、従来地すべりを横切るとされていた中央構造線活断層系池田断層は実際には地すべりを切断しておらず、活断層は地すべりのすべり面の位置を低角度断層として走っていることを示す。本章では、テクトニックな断層である中央構造線の低角度断層が、地すべりのすべり面というノンテクトニックな現象に移化し、その結果として巨大な地すべりが発生する機構について示す。

【第5章】は「断層岩類, すべり面粘土の記載」と題する。中央構造線沿いの低角度断層は、これまでに明確な根拠なしに地すべりによるすべり面などと誤認されてきた。その大きな理由として、露頭スケールでは断層面とすべり面の識別が困難であることが挙げられる。そこで本章では、標本スケール・顕微鏡スケールで断層岩類およびすべり面粘土の記載を行い、両者の識別ポイントの抽出に取り組む。

【第6章】は「総合解析」と題し、本研究の成果のとりまとめを行う。そしてその結果から、低角度断層に起因する応用地質学的諸問題を検討し、活断層地域における防災的・土木地質学的問題点と提言を行う。

【第7章】は「総括」と題し、本論のまとめを行う。

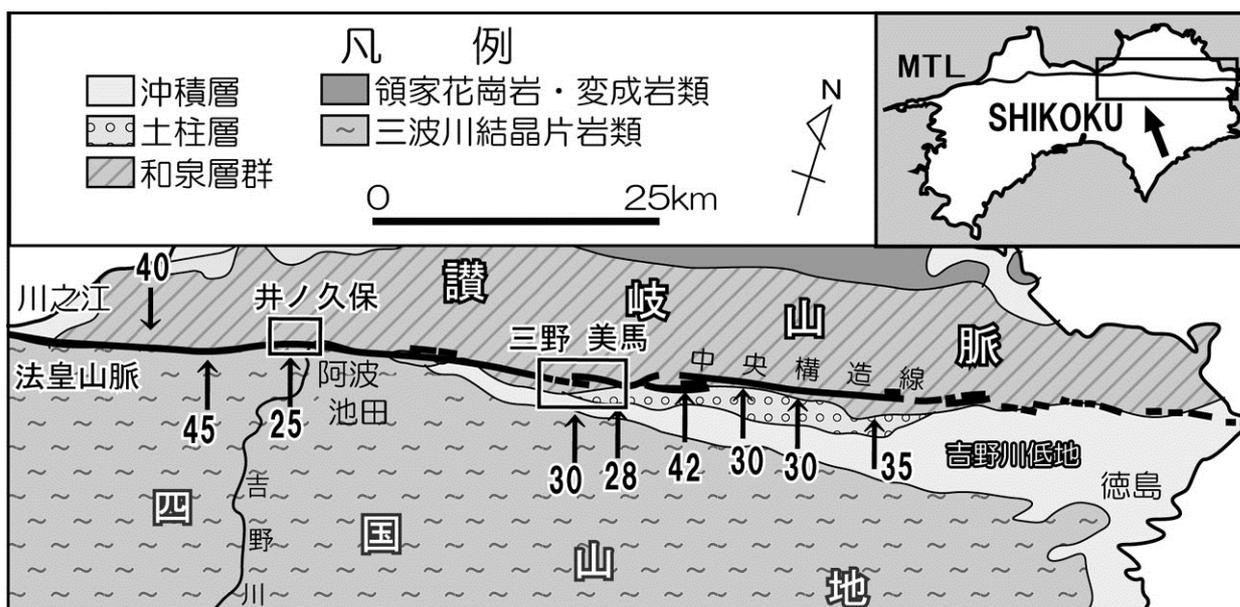


図 1.3.1 本研究における主な調査地の概要

□箇所は本論における主な調査対象地を示す。

矢印は既存文献による低角度断層の位置および傾斜方向，数値はその傾斜角度を示す。

中央構造線位置ほか出典は水野ほか（1993）に基づく。

第 1 章の引用文献

- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) : 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ解説書, 構造図(8), 地質調査所, 63p.
- 中川 典・中野光雄 (1964a) : 讃岐山脈中部南麓に発達する “中央構造線”, 地質学雑誌, Vol.70, No.821, 52-58.
- 中川 典・中野光雄 (1964b) : 阿波池田西部の “中央構造線”, 地質学雑誌, Vol.70, No.831, pp.580-585.
- 岡田篤正 (1973b) : 中央構造線の第四紀断層運動について, 中央構造線, 東海大学出版会, pp.46-89.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1978) 吉野川流域の中央構造線活断層系の第四紀後期の変位量, MTL, No.3, pp.37-42.
- 横山俊治 (2007) : 山地ー平地境界逆断層の断層運動と地すべり変動ー近畿地方の大阪平野周辺地域の例ー, 日本地すべり学会誌, Vol.44, No.4, pp.10-17.

## 第 2 章

### 四国地方の中央構造線に関する研究史

## 第2章 四国地方の中央構造線に関する研究史

### 2.1 概要

中央構造線は西南日本を内帯と外帯に分ける大断層で、関東地方から九州地方まで 900km 以上の延長を有する（岡田，1973b）。中央構造線は、紀伊半島中央部より東では北側の領家変成岩類と南側の三波川結晶片岩類の境界断層として認定されるが、紀伊半島西部から四国地方にかけては領家変成岩類の南縁に沿って上部白亜系の和泉層群が分布していることから、和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界断層が中央構造線として認定されている（須鎗ほか，1991）。また、後述のとおりこの地質境界断層に並行な数多くの断層群の存在が知られており、このうち第四紀に活動したものは中央構造線活断層系と呼ばれている（岡田，1968，1973a など）。

本論では、中央構造線に関する用語を次のように用いる（図 2.1.1）。和泉層群またはその基盤である領家変成岩類と三波川結晶片岩が直接接する地質境界断層を「中央構造線」と呼ぶ。ここで対象とするのは、現在テクトニックであるか、またはかつてテクトニックな作用により形成された断層とする。かつてのテクトニック断層が後成的な重力性クリープなど（ノンテクトニック作用）により変形し、テクトニックな活動をしなくなったものは中央構造線と呼ばない。また地表付近で認められる地質境界断層（例：和泉層群/土柱層の境界断層）のうち、上記の中央構造線に連続するもの、すなわちテクトニックな要因で形成したものも「中央構造線」の語を用いるが、本論で特に取り扱う低角度の形態を有する地質境界逆断層は中央構造線の「衝上断層」と呼ぶ。なお「低角度断層」と記した場合は、当該断層の成因についてテクトニックかノンテクトニックかを区別しないものとする。

一方で、中央構造線活断層系に属する活断層群に対しては、岡田（1973b）などに従い固有の断層名（例えば、「三野断層」「池田断層」）を用いる。これは必ずしも地質境界をなすものではなく、活断層としての挙動があることを示すものとする。

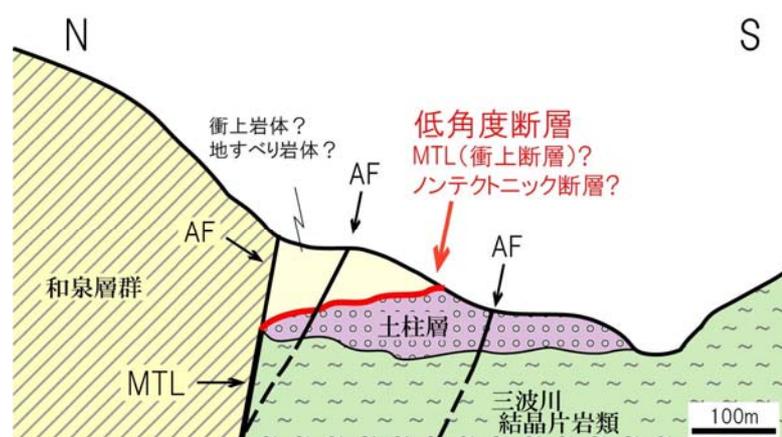


図 2.1.1 本論における中央構造線に関する用語の使い方  
 MTL：中央構造線（地質境界断層），AF：中央構造線活断層系  
 ?マークは議論が分かれているものを示す。

## 2.2 活動史

中央構造線に沿って生じた断層運動の性格は、地域や時代によって異なっており（例えば、木村，1980；Ichikawa，1980），中央構造線全域において同時代に同じ断層運動が生じた訳ではない。Ichikawa（1980）によると、中央構造線の活動時期は大きく(1)白亜紀前—中期，(2)白亜紀後期—古第三紀前半，(3)古第三紀—中新世最前期，(4)中新世前半，(5)第四紀の5つに区分されている。(1)および(2)の時期は左横ずれの断層運動によって、また(5)の時期は右横ずれの断層運動に特徴づけられる。また、(2)の白亜紀後期の中央構造線左横ずれ運動に関係して、和泉層群の堆積盆が形成された。この時期の中央構造線の変位センスは、和泉層群の大規模な向斜構造（堆積中心に相当）の褶曲軸跡が右雁行配列することに基づき推定されている。

中央構造線に沿って、並行もしくは雁行する断層群が形成されており、このうち第四紀に活動したものは中央構造線活断層系と呼ばれている（岡田，1968，1973b など）。中央構造線活断層系には明瞭な断層変位地形が伴われ、右横ずれが卓越した活断層群からなるとされている（岡田，1970，1973b など）。

中新世中期に発生した石鎚層群の火山活動に伴い、愛媛県四国中央市以西では既存の割れ目である中央構造線（和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層）に沿って安山岩質の岩脈が貫入した（堀越，1964）。この岩脈は破碎をほとんど受けていないとされ、さらに並走する中央構造線活断層系の断層群（伊予・群中・川上・小松・岡村の各断層）にはほとんど貫入していない。このことから、中央構造線は岩脈の貫入があった石鎚層群の形成時期（砥部時階の運動）までにほぼ成立したのちに活動が停止し、その後、中央構造線活断層系は位置をやや異にして誕生したと考えられている（岡田，1973b，2004）。

## 2.3 中央構造線と和泉層群

上部白亜系和泉層群は、紀伊半島西部から四国西部にかけて、中央構造線の北側に接して分布している。その長さは300kmに達し、10～15kmの幅を持つ。

和泉層群は横ずれ堆積盆に関係する特徴を持っており、この堆積盆は中央構造線の屈曲部に形成されたプル・アパート堆積盆と一般に考えられている（Miyata，1990）。和泉堆積盆では、堆積盆を埋めた和泉層群の年代が東に向かって新しくなり、その積算層厚が東西方向に大きく、その堆積中心が東進する特徴を持っている（市川ほか，1981）。

和泉層群は南接する中央構造線の影響を受け、その南縁では広く破碎している。破碎状況については、2.5節にて概説する。

## 2.4 中央構造線活断層系

徳島県の讃岐山脈南麓域や愛媛県の四国山地北麓域では、地質境界としての中央構造線（和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層）の他に、これにほぼ並行ないし雁行状に配列するいくつかの断層が存在している。これらの大半は少なくとも第四紀後半でも右横ずれが卓越した活断層とされ、中央構造線活断層系と呼ばれている（岡田，1973b）。岡田（1973b）に基づいて示すと、それらは西方より東方へ、群中，伊予，川上，岡村，小松，石鎚，畑野，寒川，池田，三野，井口，田上，父尾，切幡，神田，上浦，鳴門と呼ばれる各断層がセグメントとして構成され、全体としてN75°Eの方向へ延び、「変位が各々の活断層に受継がれるようにして分布」するとされる。なお、中央構造線活断層系に属する活断層について、その名称や位置は発表時期や研究者により見解がやや異なる（例えば、水野ほか，1993；後藤・中田，2000；岡田・杉戸，2006）。これらの中には、同一著者が異なった見解を述べているものもあるが、その理由については述べられていない。

これらの活断層は、その地表面形が直線状ないし多少湾曲を描いて連続し、また低断層崖や河谷の横ずれ等の変位地形が連続的に認定されることから、活発な右横ずれ運動を繰り返してきたとされている（岡田，1973b）。また垂直変位については、断層に隣接する山頂小起伏面や断層崖の比高などから、第四紀後期にも若干の上下変位を伴うものと考えられた（岡田，1973b）。

なお、活断層の両端では一般走向に対して多少方向を変えることが多く、東西ないし北東寄りに曲がる傾向があるほか、雁行状に配列する活断層が次の活断層に移る場所、例えば、三好市三野町芝生（図2.4.1）や美馬市美馬町坊僧山，美馬市脇町北西方などでは、北東方向へ偏って延びる分岐断層が数本認められている（例えば、水野ほか，1993）。こうした接合部付近では各断層に沿った横ずれ地形はあまり明瞭ではなく、むしろ縦ずれが卓越するとされている（岡田，1970b，1973a，後藤・中田，2000）。

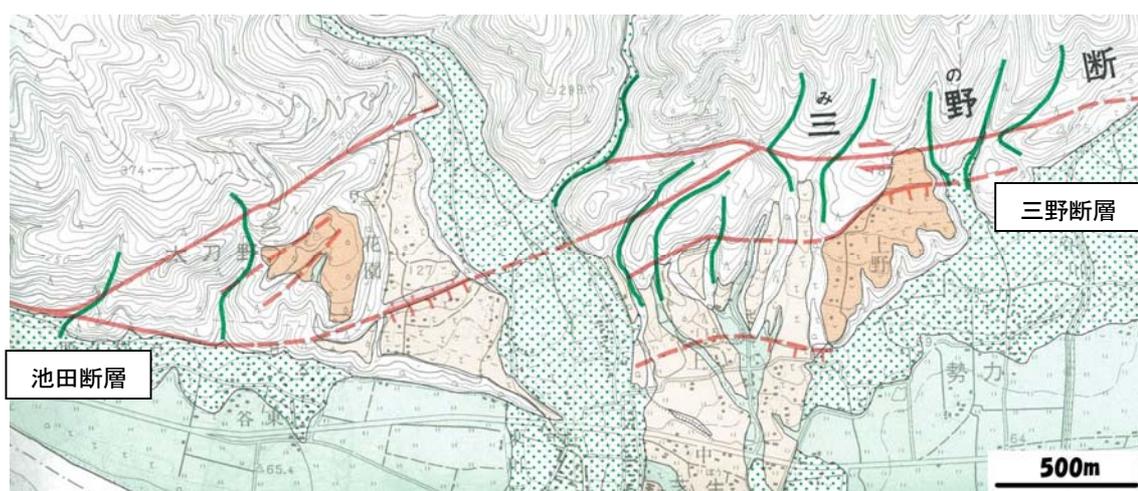


図 2.4.1 中央構造線活断層系池田断層と三野断層の接続部（徳島県三好市三野町芝生）

後藤ほか（1999）都市圏活断層図「池田」を転載，加筆。

原典では、赤線が「活断層」、緑線は「断層の横ずれ活動により変位した谷線」とされている。

「変位した谷線」が「活断層」との交点で必ずしも屈曲していない事例が散見される。

## 2.5 断層破碎帯の特徴

地質境界としての中央構造線，または中央構造線活断層系に沿って発生している断層破碎帯に関しては，数多くの記載がある。しかし，和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層としての中央構造線が活断層として活動している箇所は極めて限定的で，そのような露頭が記載された例は少ない。本論でも特に取り扱う池田断層は，中央構造線（和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層）と活断層が一致する断層とされており，ここではその断層破碎帯に関する記載をまとめる。

徳島県東みよし町昼間の小川谷川河床では，かつて池田断層の断層露頭が平面的に広く確認された（岡田，1968）。ここでは黒褐色の和泉層群破碎帯が数百 m 以上にわたって分布し，その南側には縞模様の発達する結晶片岩断層粘土が出現したとされる。両者の境には *interfinger* 状の差違え構造がみられていた（図 2.5.1）。

長谷川（1992b）は池田断層の破碎帯の一般的な特徴について，「三波川結晶片岩類の破碎帯は 5～10m の幅で露出しているが，80m を越えない。一方，和泉層群の破碎帯は，境界断層付近では黒色粘土質粉碎物質からなり，次第にレンズ状の砂岩塊を含む破碎物質，レンズ状の砂岩泥岩互層に遷移する。黒色粘土質粉碎物質は 10m 以内の幅で，顕著な破碎帯の幅は 50m 以内である。」と記している。

以上の報告より，池田断層沿いの地域では，断層から少なくとも数十 m の範囲には断層の存在を示唆する顕著な破碎帯が出現することが期待される。

岡田・杉戸（2006）の概説によると，地質境界としての中央構造線には幅 10m 以上に達する断層ガウジ帯とその両側に広がる破碎帯が伴われるとされている。また，活断層の断層線が屈曲・分岐し，他の断層へ乗り換える場所では，特に顕著な断層破碎帯が発達しているとされている。本論で取り扱う三好市三野町芝生地区も，そのような場所の一つとされている。

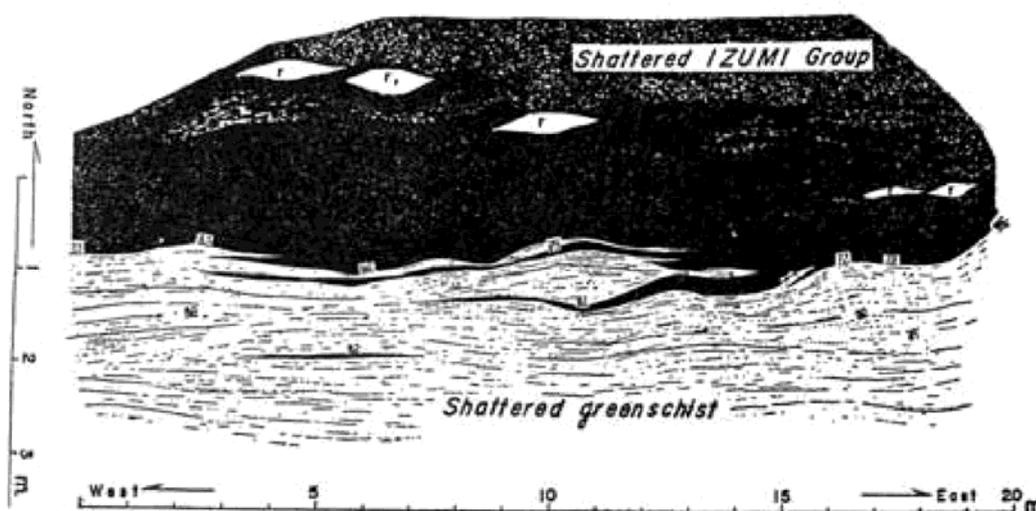


図 2.5.1 東みよし町昼間の小川谷川沿いにみられた断層露頭の平面スケッチ（岡田，1968）

## 2.6 活断層の第四紀後期の活動性

### (1) 水平変位量

岡田（1968）は徳島県三好市池田町の中心部を横切る断層地形において、 $^{14}\text{C}$ 年代値をもとに推定した段丘礫層下の不整合面の形成年代（約三万年前）と、断層による右横ずれ変位量（約200m）を用いて、この地域の池田断層の右横ずれ変位速度を7mm/yr以上とした。岡田（1970）は、徳島県美馬市美馬町の三野断層で、形成年代を約2.5万年前よりも新しいと推定した扇状地面を開析する河谷の右横ずれ変位量を200~230mとして、右横ずれ変位量は8~9mm/yrに達するとした。岡田・堤（1997）は、徳島県阿波市市場町の父尾断層によって、約8,000年前に形成した段丘崖が右に約50m変位したことを明らかにし、右横ずれ変位速度を求めると、約6mm/yrと見積もった。以上の結果などにに基づき、四国中部から讃岐山脈南麓域での中央構造線活断層系の最近数万年間の右横ずれ平均変位速度は、6~9mm/yrと見積もられた（岡田，1973a）。

岡田（1998）は、愛媛県西条市飯岡地区で数回にわたって行われた岡村断層のトレンチ調査の結果をとりまとめ、この断層の右横ずれ変位速度を5~6mm/yrと見積もった。

一般に断層セグメントの両端では水平変位が小さくなるとされている。上記の横ずれ変位量は、断層セグメントの中のどのような位置づけに当たるかは示されていない。

### (2) 垂直変位量

中央構造線活断層系に沿って生じる垂直変位は、第四紀における右横ずれ変位に付随して生じると考えられている（岡田，1973b）。四国地方における中央構造線活断層系の垂直変位の向きは、徳島-愛媛県境に位置する境目峠を境として変化し、徳島県域では北側が、愛媛県域では南側が、それぞれ隆起している（岡田，1973b）。また、垂直変位量も地域差がかなり大きいとされている。このように、中央構造線活断層系の東西で垂直変位に関わる運動成分が大きく異なるのは、横ずれの進行に伴う鉗状運動によるものと考えられた（岡田，1973b）。

最近数万年間における中央構造線活断層系の平均垂直変位速度は、岡村断層における南側の相対隆起速度が0.4~0.7mm/yr、讃岐山脈南麓における北側の相対隆起速度は0.5~1.6mm/yrとされている（岡田，1977）。すなわち、四国地方における平均垂直変位速度は、幅はあるものの右横ずれ変位速度に比べて十分の一程度のオーダーと見積もられている。

2.7 断層の地下構造の問題

四国地方の中央構造線沿いの各地では、北傾斜の低角度衝上断層の露頭が古くから記載・報告され、これらは中央構造線の主断層と考えられてきた（例えば、中川・中野，1964a,b；須鎗・阿子島，1975，1977 など）。愛媛県内の一部の露頭では、上記とは逆に南傾斜の断層露頭も報告されている（例えば、中川，1965 など）。図 2.7.1 には、水野ほか（1993）に示された低角度断層の位置を示す。本研究で対象とする個々の箇所の状況については、該当章で詳しく述べる。

このような中央構造線沿いの低角度断層に対して、いくつかの断層露頭や低地におけるトレンチ掘削結果では垂直ないし北方へ高角度で傾斜した断層面が観察されること、露頭では水平方向の条線が確認されること、横ずれ断層に伴われることが多い地形（trench, sag pond, pressure ridge など）が形成されていたり、断層が尾根や谷を系統的に右横ずれ屈曲させていたりすること、などの理由により、近年では中央構造線活断層系をなす活断層は高角度の断層面を有する考えが支配的である（例えば、岡田，1968，1973a,b）。これらの研究によれば、地表の一部で認められる低角度の断層露頭は、地すべりあるいは古期の高角度断層が重力的に低角度化したものと考え、衝上断層モデルは否定されている。ただし高角度断層が後成的に低角度化するためには断層下盤が消滅あるいは短縮しなければならないが、そのことについては何ら説明がない。

その後、長谷川（1992a~c，2000）などは、讃岐山脈南麓の中央構造線沿いに分布する和泉層群の新时期堆積物上への衝上岩体は、その破碎様式、変形構造や背後の地形関係を検証した結果、断層崖から重力によって滑動した巨大な地すべり岩体とした（2.9 節で詳しく述べる）。

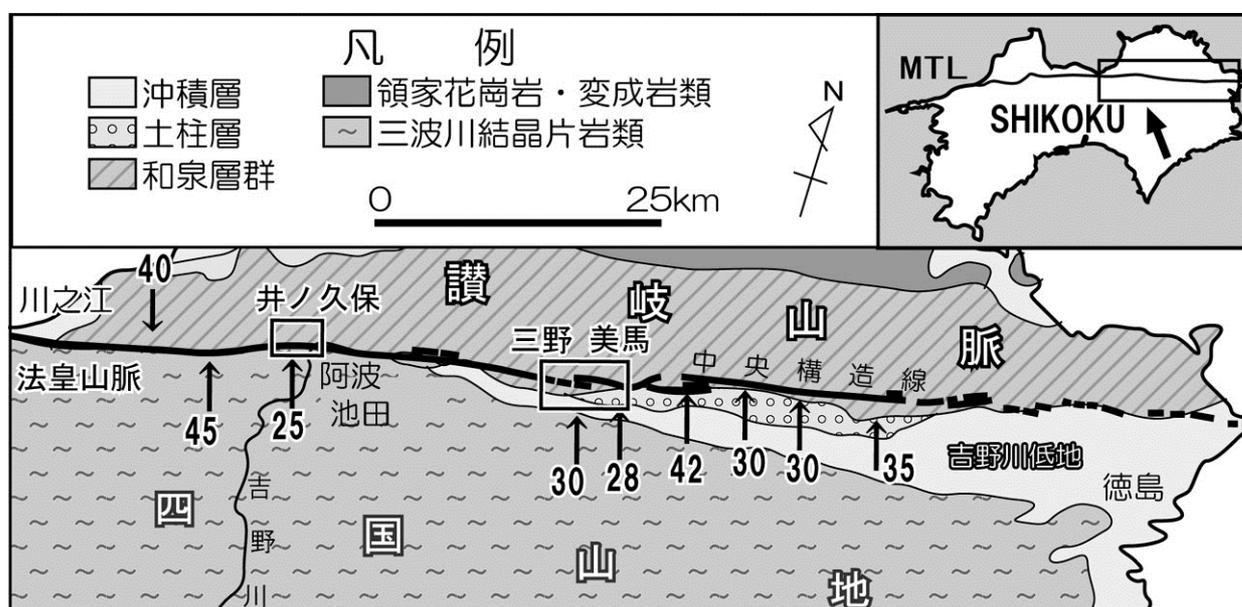


図 2.7.1 四国中～東部における低角度断層露頭の位置と本研究の調査地（枠内）  
 (矢印は低角度断層の位置及び傾斜方向，数値は傾斜角度を示す。出典是水野ほか（1993）による。)

一方で近年の物理探査の結果によれば、中央構造線の地下構造について上記とはやや異なる見解が得られている。吉川ほか (1987), Ohno et al. (1989), 吉川ほか (1992), 由佐ほか (1992) によれば、紀伊半島西および別府湾における反射法地震探査や松山における重力探査のデータは、領家花崗岩類もしくは和泉層群と三波川結晶片岩類の境界としての中央構造線が北に傾斜していることを示唆している。佃・佐藤 (1996) は、讃岐山脈東部南縁における反射法地震探査により、深さ 500m 以浅の断層面は北傾斜約  $40^\circ$  と推定されている。

伊藤ほか (1996) は、徳島県美馬市脇町の曾江谷川沿いのルートにおけるパイプロサイスによる探査によって、和泉層群または領家帯構成岩類と三波川結晶片岩の境界をなす中央構造線（ここでは同文献に従い「物質境界 MTL」と記す）が四国東部の中央構造線が地下 5km 程度まで  $30\sim 40^\circ$  N で傾斜していると報告した。さらに彼らは、地表付近で土柱層/和泉層群の境界が北に約  $30^\circ$  傾斜していると解釈し、岡田 (1970, 1973b) などが示す高角度断層（父尾断層）の存在を積極的に支持する探査結果は得られなかったとした。

堤ほか (2007) は、愛媛県新居浜市西部（新居浜測線）と徳島県阿波市（阿波測線）でそれぞれ新期活断層（岡村断層・父尾断層）と物質境界 MTL を横切る P 波反射法地震探査を実施した（図 2.7.3）。この結果によれば、両測線ともに北に低角度で傾斜する物質境界 MTL が明瞭な反射面として捉えられている。さらに阿波測線では、物質境界 MTL の地表側の延長として、低角度で北に傾斜する和泉層群/土柱層の境界が反射面に表現され、「和泉層群が土柱層に衝上しているように見える」と述べられている。なお、岡村断層や父尾断層に相当する高角度の反射面は不明瞭とされた。

以上を総括すると、地表付近の一部の断層露頭や断層変位地形の形態により活断層は高角度であることが期待される一方で、地表で確認される低角度断層の成因に関する合理的な説明は必ずしも得られていない。また、物理探査の結果から示される低角度の物質境界 MTL と活断層の関係も不明である。

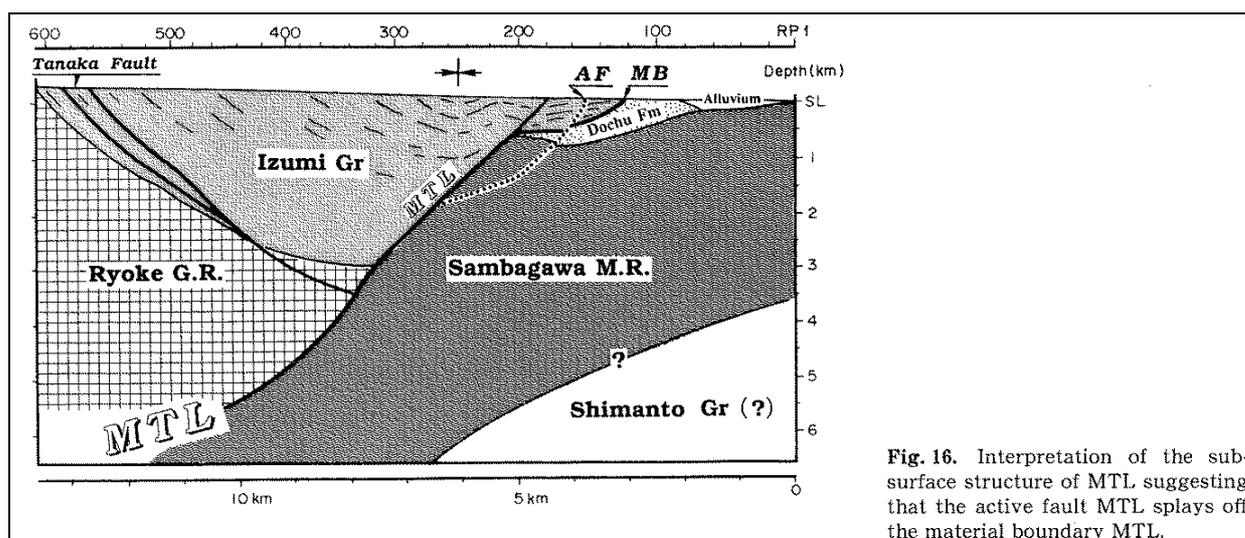


Fig. 16. Interpretation of the subsurface structure of MTL suggesting that the active fault MTL splays off the material boundary MTL.

図 2.7.2 四国東部（国道 193 号線）における中央構造線地下構造解釈図（伊藤ほか, 1996）

本図には凡例がないが出典本文中の用語から、MB: 物質境界 MTL, AF: 活断層 MTL を示すと思われる。

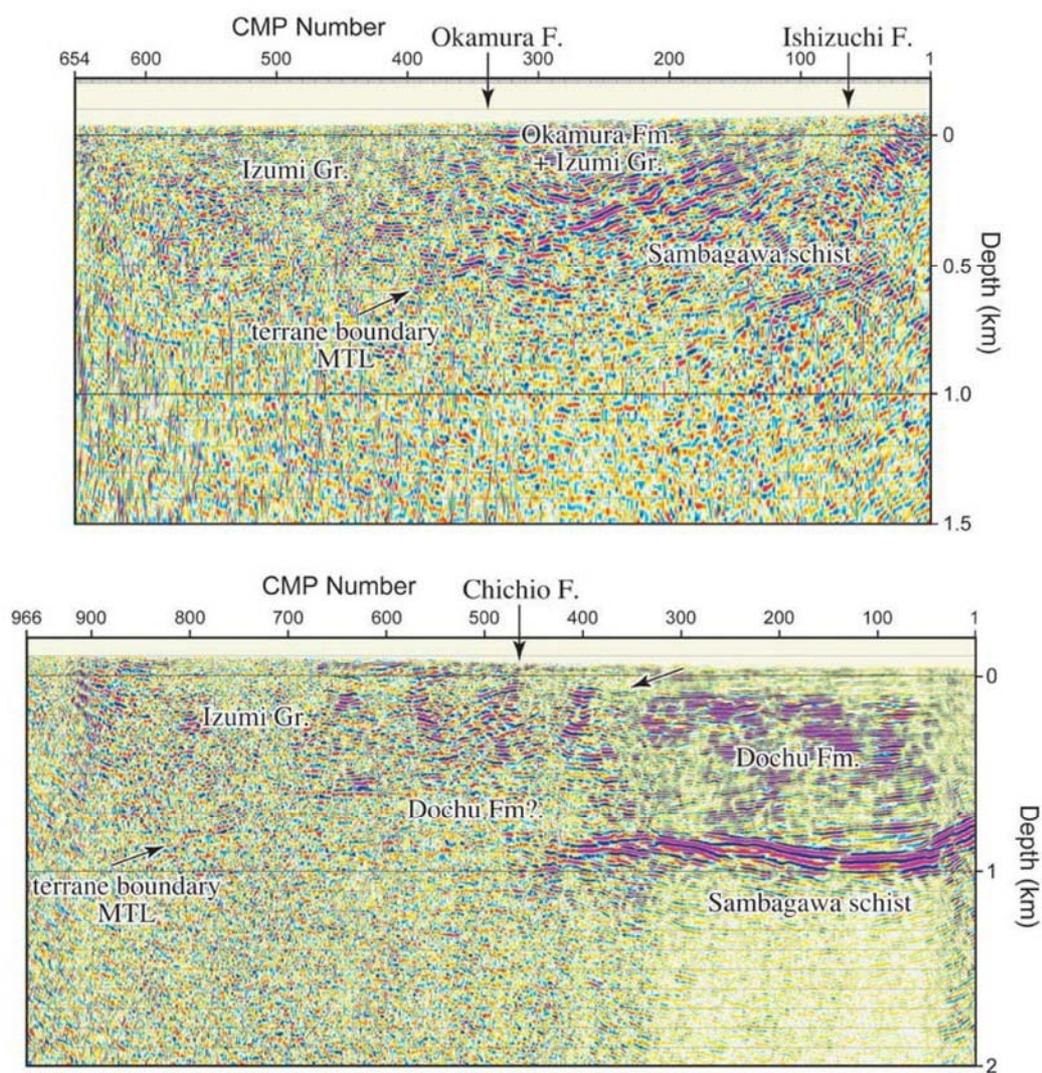


図 2.7.3 浅層反射波地震探査結果に基づく地質断面解釈図 (堤ほか, 2007)

上：新居浜測線，下：阿波測線

## 2.8 低角度断層の分布

中央構造線（四国地域）活断層系のストリップマップ（水野ほか，1993）によると，断層面が北に  $45^\circ$  以下の傾斜を示す低角度断層が各地で記載されている。ストリップマップに取り上げられている低角度断層のうち，四国中～東部のものを抜き出したのが前掲の図 2.7.1 である。徳島県域において東から西に見ていくと，切畑断層（岡田，1970；中野ほか，1973），父尾断層で複数箇所（須鎗・阿子島，1978），井口断層の南側の断層（野村谷川の左岸；楨本ほか，1968），荒川断層（荒川衝上；須鎗・阿子島，1978），三野断層（芝生衝上；中川・中野，1964a），池田断層（白地衝上；中川・中野，1964b）で，低角度断層が発見されている。その最大の特徴は，基盤岩（大部分が和泉層群）が新期堆積物の土柱層に衝上している点である。換言すれば，基盤岩が半固結堆積層に衝上するときに低角度断層が形成されている。

また，中野ほか（2001），中野・横山（2002）は三野断層が通過する美馬市中上～荒川（荒川衝上）に至る低角度断層を報告し，この断層を加藤ほか（2007）は荒川低角度断層と命名した。また加藤・横山（2011）は，芝生衝上を挟んで東西 2km 以内の範囲に，和泉層群と土柱層の境界において低角度断層が断続的に発達していることを明らかにした。以上については，このあと第 3 章にて詳述する。

また，愛媛県域でも各地で北傾斜（一部に南傾斜のものもある）の低角度断層露頭が報告されている（例えば，中川，1965；岡田，1972 など）。愛媛県内で認められる低角度断層は，和泉層群または三波川結晶片岩類と新期堆積物（岡村層など）が接しているものと，和泉層群と三波川結晶片岩類が直接接しているものがある。



写真 2.8.1 土柱層上に和泉層群が被さる荒川衝上（須鎗・阿子島，1978）の露頭全景

2.9 大規模地すべりとの関係

四国の中央構造線沿いには、大規模地すべりと考えられている和泉層群の丘陵性岩体が存在する(長谷川, 1992a~c, 長谷川, 1999; 図 2.9.1~2.9.3)。

長谷川(1992c)は、徳島県阿波市(旧市場町~土成町)にかけての讃岐山脈南麓に分布する切幡丘陵(図 2.9.3 a)は、和泉層群から構成される巨大な地すべり岩体とした。この岩体は、中央構造線父尾断層の北側の讃岐山脈から南方に 1.0~1.5km 滑動し、その南東端で土柱層に対して低角度で覆っている。この地すべり岩体の復元によれば、岩体は約 100 万年前に形成され、その後父尾断層によって 2~3km 右横ずれを受けているとされた。切幡丘陵南縁には従来、破碎した三波川結晶片岩類が露出し、これと切幡丘陵の和泉層群との境界が中央構造線による切幡断層(中野ほか, 1973)として認定されていたが、この破碎帯は地すべりによって原位置に移動した根無し岩塊と解釈され、中央構造線とは関係のないものとされた。

また長谷川(1995)は、徳島県三好市池田町(旧池田町)シンヤマ(図 2.9.3 b)の和泉層群の岩体は、讃岐山脈の和泉層群が地すべりを発生し、山麓の土石流堆積物もろとも、古吉野川の河床礫(土柱層)を取り込みながら、約 500m 南へ滑動したと推定した(図 2.9.4)。この地すべり岩体は中期更新世前半に形成されたと推定された。この岩体を地形・地質的に池田断層に沿って復元すると、地すべり岩体はもともと現在より 5~6km 東方に位置する池田町州津(鮎苦谷川の出口付近)にあり、地すべりとして滑動後、池田断層によって右横ずれを受けて現在の位置まで移動したと推定されている(図 2.9.5)。なお、中川・中野(1964b)、須鎗・阿子島(1975)は、この岩体の南縁と、その南部の三波川結晶片岩類との境界に衝上断層を設定したが、彼らは地すべり岩塊下位の土柱層を認定しておらず、また地すべりの認識を示していないことから、衝上断層の有無については検討を要する。

このシンヤマの約 2km 西方に位置する旧池田町井ノ久保(岡田, 1968; 長谷川, 1999; 図 2.9.3 c)、さらにその 5km 西方に位置する旧池田町船戸(長谷川, 1999; 田中ほか, 2000; 図 2.9.3 d)なども、讃岐山脈南麓からの地すべり移動体で、滑動後に池田断層の変位を受けたと考えられている。

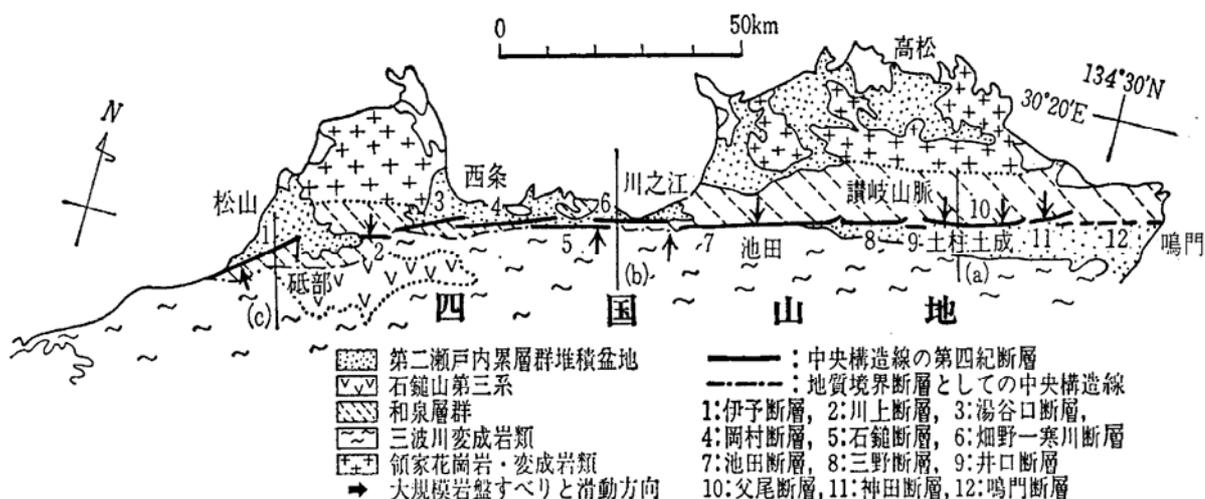


図 2.9.1 四国における大規模地すべりの分布(長谷川, 1992c)

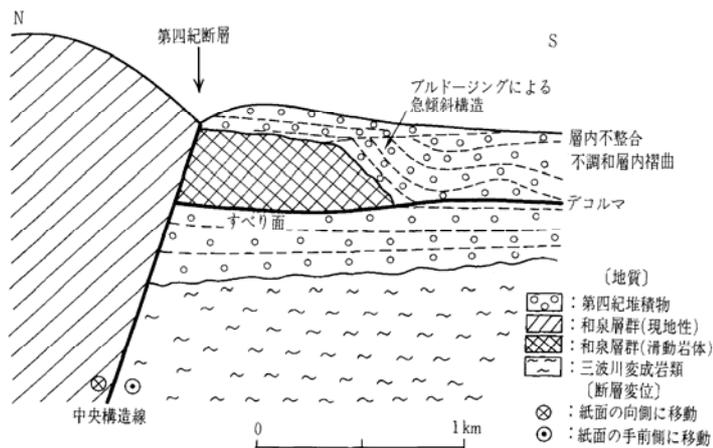


図 2.9.2 中央構造線沿いの和泉層群からなる地すべりの模式断面図 (長谷川, 1999)

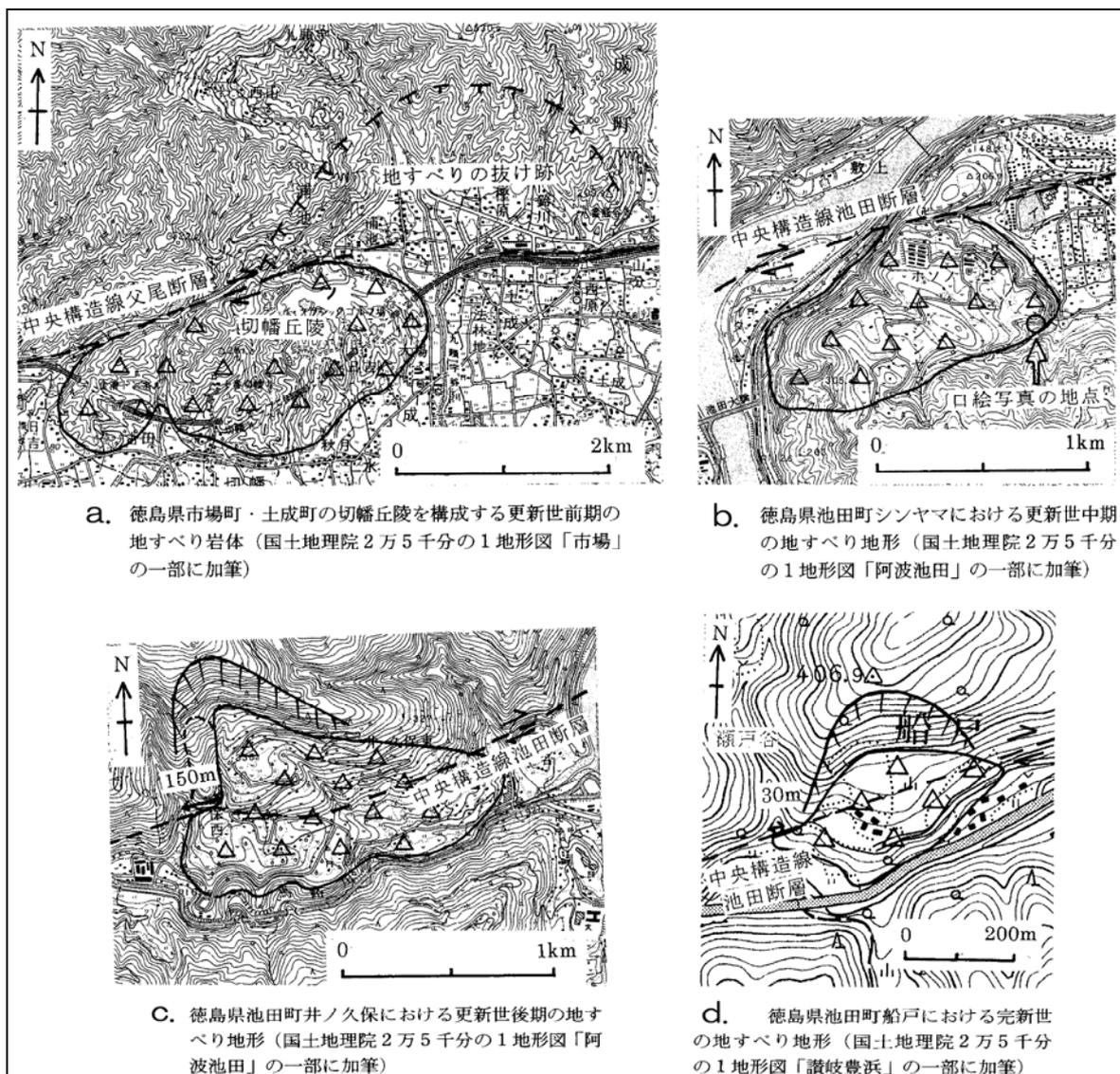


図 2.9.3 中央構造線沿いの大規模地すべり岩体と考えられている地形 (長谷川, 1999 の図を転載)

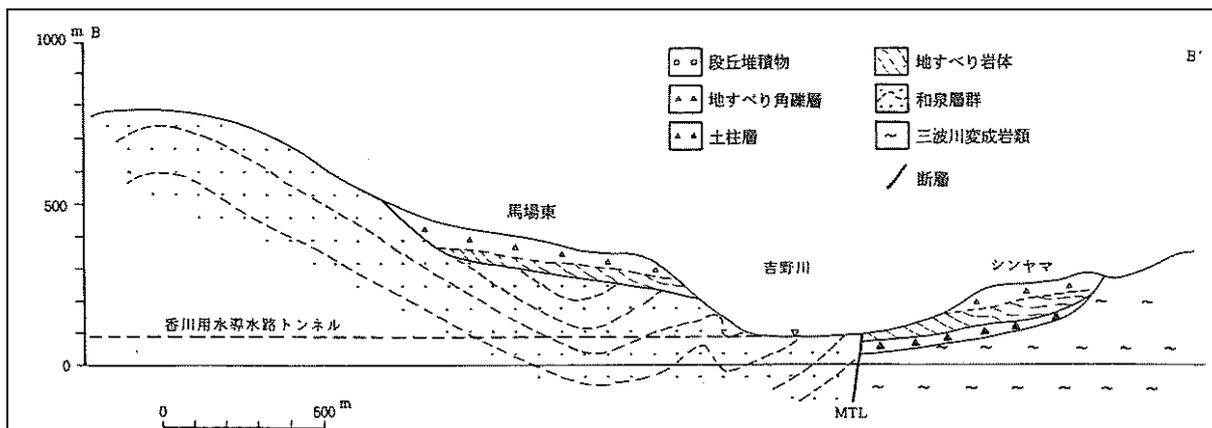


図 2.9.4 シンヤマの地すべり岩体の南北断面図 (長谷川, 1995)

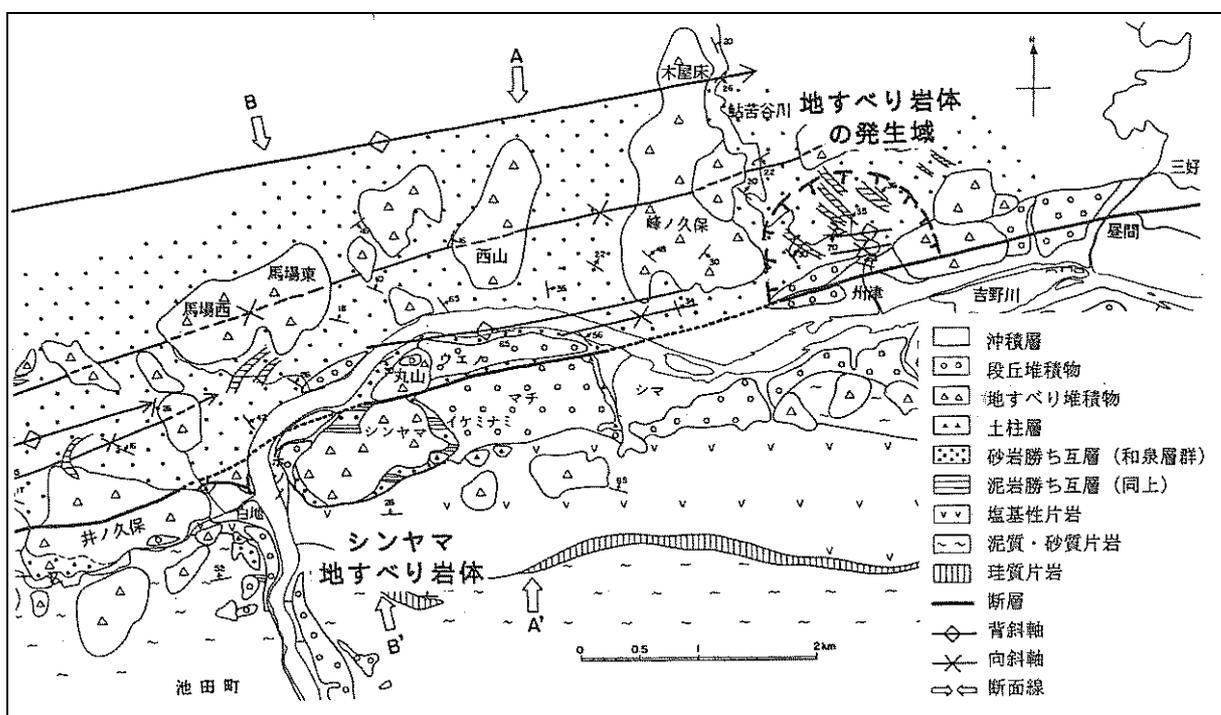


図 2.9.5 シンヤマの地すべり岩体とその復元 (長谷川, 1995)

## 2.10 中央構造線沿いの中新世貫入岩類と熱水変質作用

四国西部では、地質境界断層としての中央構造線に沿って、中新世の石鎚層群に対比される流紋岩などが貫入している。この貫入岩の K-Ar 年代は 14~15Ma に集中している（田崎ほか, 1990, 田崎ほか, 1993）。特に、伊予断層と川上断層の近傍には 14Ma の大規模な流紋岩体がある。四国中央部では、このような流紋岩類が地質境界断層としての中央構造線に沿って貫入しているが、活断層沿には貫入岩は確認されていない（岡田, 1973b, 岡田・杉戸, 2006）。四国東部の中央構造線沿いには中新世貫入岩類は確認されていないが、熱水変質帯が報告されている（長谷川ほか, 2001）。長谷川・澤田（2000）は、四国地方では内帯・外帯を問わず 14Ma 前後の流紋岩・花崗岩が分布していることから、熱水変質作用をもたらす熱源が広域的に存在していたと推定している（図 2.10.1）。

高木ほか（1989）は中部地方、紀伊半島の中央構造線断層ガウジ中の雲母粘土鉱物の年代測定値を報告し、その年代は中期中新世にまで遡り、熱水変質によって雲母粘土鉱物が生じたと推定した。また柴田ほか（1989）は、四国における中央構造線の断層ガウジの粘土鉱物組成と雲母粘土鉱物の K-Ar 年代を研究し、中期中新世の酸性岩岩脈の年代は 12.9Ma, 岩脈由来の断層ガウジの年代は 11.2~10.2Ma および泥質片岩由来の断層ガウジの年代は 11.0Ma であり、酸性岩の貫入後、熱水変質作用によって雲母粘土鉱物が生成されたと推定した。

田村ほか（2001）は四国の中央構造線沿いの中期中新世熱水変質作用に関連して、同地域の中央構造線沿いの破碎帯にはスメクタイトを伴う破碎帯と伴わない破碎帯があり、スメクタイトを伴うものは中期中新世の貫入岩に伴う熱水変質によって形成された可能性が高いと推定した。さらに、長谷川ほか（1996）、長谷川（2002a）は、中央構造線活断層系の伊予、池田、三野および石鎚断層の破碎帯の構成鉱物を分析し、マグネサイト、ドロマイトおよびスメクタイトで特徴づけられる変質帯を報告した。宮原ほか（2004）も、愛媛県伊予三島市（現在の四国中央市）の馬瀬谷川沿いの地すべり地周辺を鉱物学的に調査し、長谷川ほか（2002a）と同じ鉱物組成をもつ淡緑灰色変質帯を報告するとともに、走査型電子顕微鏡観察から、石英粒子間に生成されたスメクタイトが斜面の不安定化に影響を与えている可能性を指摘した。

長谷川ほか（2001）、長谷川（2002a, b）は、四国における中央構造線に沿う流紋岩の貫入により、その周囲の岩盤では強度の小さいスメクタイトを伴う熱水変質粘土が形成され、それが地すべり素因となっている可能性を指摘した。

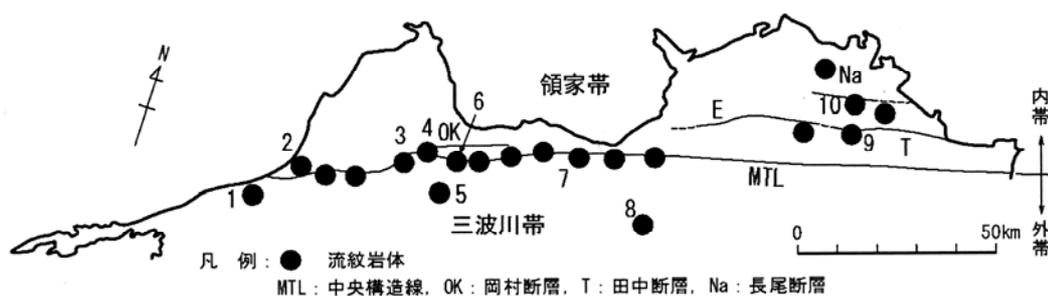


図 2.10.1 中央構造線および四国北部に貫入する流紋岩の分布（田村ほか，2007）  
 （1～10の番号は表 2.10.1 の各地点に対応する）

表 2.10.1 中央構造線および四国北部における貫入岩体の K-Ar 年代一覧  
 （田村ほか，2007 のまとめを引用）

地点 番号*	採取地名	K-Ar放射年代 (Ma)	引用文献
1	石畳	14.3±0.3	田崎ほか, 1993
2	明神山	14.1**	田崎ほか, 1993
3	土谷	14.1±0.3	田崎ほか, 1993
4	湯谷口	21.0±1.2	田崎ほか, 1990
5	天狗岳	15.4±0.5	田崎ほか, 1993
6	大頭	15.7±1.1	田村ほか, 2007
7	関川	13.9±0.5	
8	刈屋	16.7±1.3	
9	猪ノ滝	13.9±0.3	
10	二子山	13.7±0.5	

## 第2章の引用文献

- 由佐悠紀・竹村恵二・北岡豪一・神山孝吉・堀江正治・中川一郎・小林芳正・久保寺章・須藤靖明・井川 猛・浅田正陽 (1992): 反射法地震探査と重力測定による別府湾の地下構造, 地震, Vol.45, pp.199-212.
- 後藤秀昭・中田 高 (2000): 四国の中央構造線活断層系—詳細断層線分布図と資料一, 総合地誌研究叢書 35, 144p.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹波俊二・小田切聡子 (1999): 1:25,000 都市圏活断層図「池田」, 国土地理院技術資料, 日本地図センター.
- 長谷川修一 (1992a): 中央構造線沿いの破砕帯と道路建設の事例, 土質工学会破砕帯の工学的性質に関する研究委員会, pp.38-61.
- 長谷川修一 (1992b): 中央構造線の断層破砕帯と岩盤すべりによる破砕帯—四国北東部における特徴—, 土質工学会破砕帯の工学的性質に関する研究委員会, pp.9-16.
- 長谷川修一 (1992c): 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤地すべりと第四期断層運動, 地質学論集, No.40, pp.143-147.
- 長谷川修一 (1995): 大規模地すべりの形成年代からみた四国島の地すべり発達史, 地すべり学会関西支部シンポジウム講演集, pp.35-50.
- 長谷川修一 (1999): 中央構造線沿いの大規模地すべり—その特徴と地盤工学上の問題点—, 土と基礎, Vol.47, No.2, pp.21-24.
- 長谷川修一 (2002a): 四国の地すべりの素因としての中期中新世熱水変質作用, 愛媛大学・地盤工学会四国支部, 地盤災害・地盤環境問題論文集, Vol.1, pp.47-54.
- 長谷川修一 (2002b): 四国の地質現象の黒幕としての中期中新世珪長質火成岩体, 日本応用地質学会平成14年度研究発表会講演論文集, pp.23-26.
- 長谷川修一・澤田臣啓 (2001): 変動帯における安定岩体としての中期中新世花崗岩, 土木学会第55回年次学術講演会講演概要集.
- 長谷川修一・田村栄治・鶴田聖子 (2001): 四国の地すべりの素因としての中期中新世熱水変質作用, 日本地質学会第108年学術大会講演要旨, pp.169.
- 長谷川修一・鶴田聖子・金山清一・大野裕記・澤田臣啓 (1996): X線粉末回折法による中央構造線活断層系の断層ガウジの原岩判定法, 四国電力・四国総合研究所研究期報, No.67, pp.59-64.
- 堀越和衛 (1964): 四国西部(愛媛県)における中央構造線に沿う地帯に分布する火山岩類について, 愛媛大学紀要II, Vol.5, pp.7-16.
- Ichikawa, K. (1980): Geohistry of the Median Tectonic Line of Southwest Japan. The Memoirs of Geological Society of Japan, No.18, pp.187-212.
- 市川浩一郎・宮田隆夫・篠原正男 (1981): 和泉層群堆積盆の段階的東進に関するモデルと中央構造線の運動様式, 地質学会関西支部報, No.89, pp.11-12.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 覚 (1996): 四国の中央構造線地下構造の総合物理探査, 地質学雑誌, Vol.102, No.4, pp.346-360.

- 加藤弘徳・中野浩・横山俊治(2007)：四国東部中央構造線活断層系の荒川低角度断層の構造と活動様式，日本応用地質学会中国四国支部平成19年度研究発表会発表論文集，pp53-58.
- 加藤弘徳・横山俊治（2011）：中央構造線活断層系”三野一池田断層”の拘束性屈曲と衝上断層群，日本応用地質学会中国四国支部平成23年度研究発表会発表論文集，pp.9-14.
- 木村敏雄（1980）：断層運動—中央構造線，理科年表読本，地震と火山，丸善，pp.113-119.
- 榎本五郎・中川典・中野光雄（1968）：徳島県美馬郡脇町でみられる“中央構造線”，地質学雑誌，Vol.74，pp.479-484.
- 宮原正明・北川隆司・矢田部龍一・横田公忠（2004）：四国，中央構造線沿いの熱水変質帯における地すべりの初期発生機構，地すべり，Vol.41，No.2，pp.33-42.
- Miyata, T. (1990): Slump strain indicative of paleoslope in Cretaceous Izumi sedimentary basin along Median Tectonic Line, southwest Japan. *Geology*, Vol.18, pp.392-394.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川旭・清水文健（1993）：2.5万分の1中央構造線活断層系（四国地域）ストリップマップ解説書，構造図(8)，地質調査所，63p.
- 中川典（1965）：讃岐山脈西部の“中央構造線”，広島大学地学研究報告，No.14，pp.239-252.
- 中川典・中野光雄（1964a）：讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”，地質学雑誌，Vol.70，No.821，52-58.
- 中川典・中野光雄（1964b）：阿波池田西部の“中央構造線”，地質学雑誌，Vol.70，No.831，pp.580-585.
- 中野浩・倉橋征示・横山俊治（2001）：四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造，平成13年度研究発表会発表論文集，日本応用地質学会，中国四国支部，pp.13-19.
- 中野浩・横山俊治（2002）：四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造，第41回日本地すべり学会研究発表会地すべり2002講演集，pp.437-438.
- 中野光雄・榎本五郎・中川典（1973）：徳島県阿波郡市場町切幡・観音付近の“中央構造線”，杉山隆二編：中央構造線，東海大学出版会，pp.191-195.
- 岡田篤正（1970）：吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度，地理学評論，Vol.43，pp.1-21.
- 岡田篤正（1973a）：四国中央北縁部における中央構造線の第四紀断層運動，地理学評論，Vol.46，No.5，pp.295-322.
- 岡田篤正（1973b）：中央構造線の第四紀断層運動について，中央構造線，東海大学出版会，pp.46-89.
- 岡田篤正（1977）：中央構造線中央部における最新の断層運動—沖積世の変位地形・変位量・地震との関係について—，MTL，No.2，pp.29-44.
- 岡田篤正（2004）：中央構造線とその周辺，太田陽子ほか編，日本の地形6 近畿・中国・四国，東京大学出版会，pp.243-247.
- 岡田篤正・杉戸信彦（2006）：四国中央部の中央構造線活断層帯の地形・地質・地下構造，地質学雑誌，Vol.112 補遺，日本地質学会第113年学術大会見学旅行案内書，pp.117-136.
- 岡田篤正・堤浩之（1997）：中央構造線活断層系父尾断層の完新世断層活動—徳島県市場町でのトレンチ調査—地学雑誌，Vol.106，pp.644-659.
- 岡田篤正・堤浩之・中田高・安藤雅孝（1998）：中央構造線活断層系岡村断層の完新世断層活動—愛媛県西条市飯岡トレンチ調査のまとめ—，活断層研究，Vol.17，pp106-131.

- 岡田典久・福岡 賢・上野将司・橋野直二 (1999) : 切土施工中に中央構造線の断層粘土で発生した地すべり動態と対策, 愛媛大学創立 50 周年記念シンポジウム論文集「斜面崩壊と地すべりの諸問題」, pp.141-146.
- Ohno, I., Takaichi, K., Endo, Y., Goto, R., Takahashi, A., Ishii, M., Okada, S., Saiki, Y., Ohtani, E. and Kato, M., (1989): Gravity survey in Northwestern Shikoku, Japan, and subsurface structure of the Median Tectonic Line. *Jour. Phys. Earth*, Vol.37, pp.385-400.
- 柴田 賢・中島 隆・寒川 旭・内海 茂・青山秀喜 (1989) : 四国における中央構造線の断層ガウジの K-Ar 年代, 地質調査所月報, Vol.40, No.12, pp.661-671.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1975) : 四国島の中央構造線の諸問題 (その 2) - 愛媛県西部の中央構造線 -, 徳島大学教養部紀要 (自然科学), Vol.8, pp.27-41.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1977) : 吉野川沿岸のネオテクトニクスの諸問題, MTL, No.2, pp.17-27.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1978) : 吉野川流域の中央構造線活断層系の第四紀後期の変位量, MTL, No.3, pp.37-42.
- 須鎗和巳・岩崎正夫・鈴木堯士 (1991) : 日本の地質 8 四国地方, 共立出版, 266p.
- 高木秀雄・柴田 賢・杉山雄一・内海 茂・松本 哲 (1989) : 三重県粥見地域の中央構造線沿いに分布する諸岩石の年代測定, 岩鉱, Vol.84, pp.137-142.
- 田村栄治・長谷川修一・大野裕記 (2001) : 四国中央構造線沿いの中期中新世熱水変質作用, 日本地質学会平成 14 年度研究発表会講演論文集, pp.83-86.
- 田村栄治・長谷川修一・渡辺弘樹・宮田和幸・矢田部龍一・内田純二 (2007) : 中央構造線沿いの熱水変質に起因する地すべり, 日本地すべり学会誌, Vol.44, No.4, pp.18-32.
- 田崎耕市・加々美寛雄・板谷徹丸・丸尾隆志 (1993) : 四国北西部の中央構造線に沿う酸性火山岩の起源と K-Ar 年代, 地質学論集, No.42, 9pp.267-278.
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・グレース R.H.・鹿島愛彦 (1990) : 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代, 岩鉱, No.85, pp.150-160.
- 佃 栄吉・佐藤 努 (1996) : 徳島県鳴門市坂東観測井周辺の地下構造, 第 11 回地質調査所講演会資料「兵庫県南部地震の地質学的背景」, 地質調査所技術資料, No.265, pp.90-93.
- 堤 浩之・戸田 茂・今村朋裕・石山達也・河村知徳・佐藤比呂志・宮内崇裕・加藤 一・隈元 崇・武田麻美・山本彰吾 (2007) : 中央構造線活断層帯の浅層反射法地震探査, 地震研究所彙報, Vol.82, pp.105-117.
- 吉川宗治・岩槻好規・井川 猛・黒田 徹・横田 裕 (1987) : 紀伊半島西部地域における中央構造線の反射波構造 (第 2 報), 地震学会講演予稿集, No.2, pp.161.
- 吉川宗治・岩槻好規・井川 猛・横田 裕 (1992) : 反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造, 地質学論集, No.40, pp.177-186.

## 第 3 章

### 低角度断層と土柱層の関係に関する調査・検討

—徳島県美馬市～三好市における衝上断層群の例—

## 第3章 低角度断層と土柱層の関係に関する調査・検討

## —徳島県美馬市～三好市における衝上断層群の例—

## 3.1 導入

中央構造線活断層系は、いくつかの活断層が ENE-WSW 方向に連なって発達している（岡田，1973b；水野ほか，1993）。各々の断層の両端部，すなわち次の断層に移る接続部では，北東方向へ偏って延びる複数の分岐断層が認められたり，一般走向に対して方向が若干変わって屈曲していたりすることがある。こうした接合部付近では各断層に沿った横ずれ地形はあまり明瞭ではなく，むしろ縦ずれが卓越すると考えられている（岡田，1970）。

本章では，中央構造線活断層系にみられる屈曲部における断層の形態と，土柱層と和泉層群との分布関係に着目して地質構造を解析し，低角度断層の発達状況を検討した。対象とするのは，徳島県三好市東部（旧三野町）の太刀野～芝生～勢力地区で，ここでは中央構造線活断層系池田断層と三野断層が，屈曲・分岐しながら接合している（岡田，1970）。当地域を本論では三野地域と呼ぶ。また，三野地域に東接する美馬市東部（荒川～中上地区；本論では美馬地域と呼ぶ）における既往調査事例をレビューし，低角度断層の発達状況を概観する。

調査の結果，三野地域における低角度断層の分布が詳細に把握され，低角度断層の下盤には未固結の土柱層が分布していることが明らかになった。さらに芝生衝上における大規模露頭の記載結果から，低角度断層の下盤の土柱層では，特徴的な変形構造が存在することを確認した。同様の現象は，三野地域に東接する美馬市東部（荒川～中上地区）における中野ほか（2001）などの調査でも報告されている。

これらの調査結果に基づき，低角度断層の発達機構と，その分布特性について検討した。

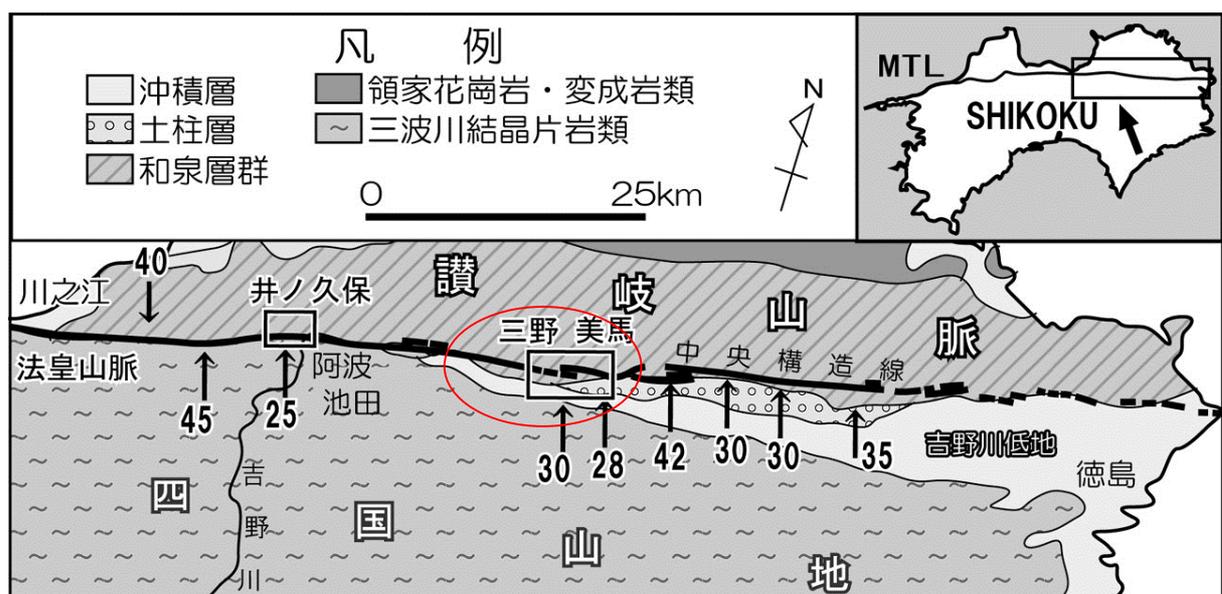


図 3.1.1 中央構造線沿いの低角度断層露頭の位置（水野ほか，1993）と調査地（○部）  
矢印は低角度断層の位置と傾斜方向，数値はその傾斜角度を示す。

## 3.2 中央構造線に関する従来の見解

## 3.2.1 三野地域 (レビュー)

図 3.2.1.1 に、水野ほか (1993) による中央構造線活断層系ストリップマップの一部を示す。

吉野川低地の北縁に沿って、ENE-WSW 方向に中央構造線活断層系が存在しており (岡田, 1970 ; 水野ほか, 1993 ; 後藤・中田, 2000), その北側には標高 600~1,000m の讃岐山脈がそびえている (図 3.1.1)。讃岐山脈は後期白亜紀の海成層である和泉層群からなる山脈である。讃岐山脈の南麓に沿って鮮新世~更新世の未~半固結礫層である土柱層が分布し、丘陵を形成している。

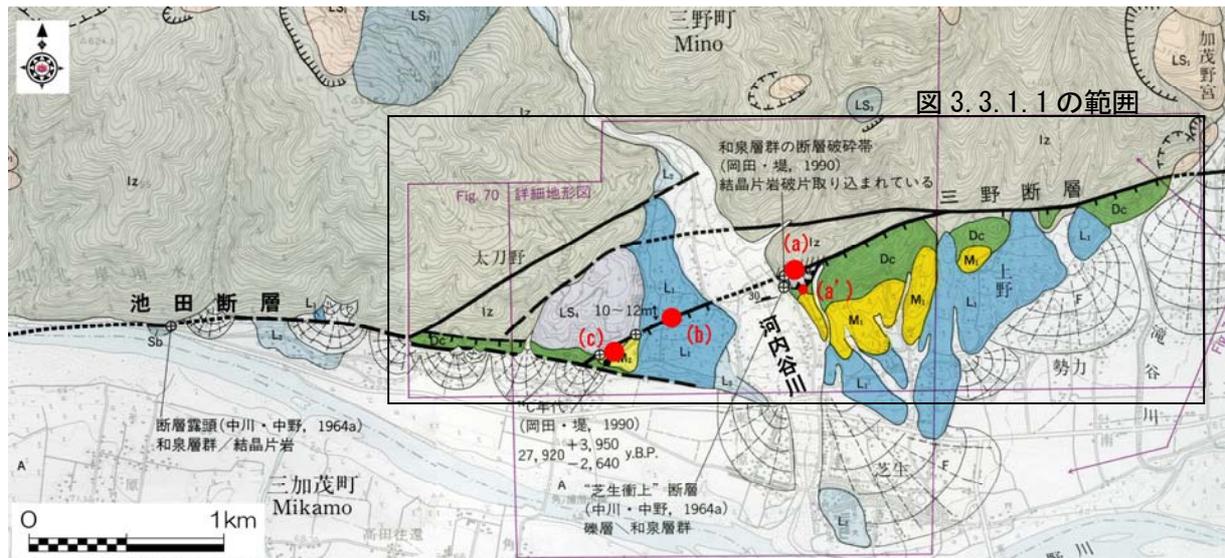


図 3.2.1.1 芝生地区における中央構造線活断層系ストリップマップ (水野ほか, 1993 に加筆)

Iz : 和泉層群, Dc : 土柱層, Mi : 中位段丘堆積物, Li : 低位段丘堆積物, A : 沖積層, LS1 : 地すべり移動体

以下、既存文献等に基づき調査地の地形・地質および活断層の分布状況をまとめる。

芝生北方から太刀野にかけては ENE-WSW に延びる複数の断層が報告されており、ここでは活断層のトレースが大きく屈曲・湾曲している (岡田, 1970 ; 水野ほか, 1993 ; 後藤ほか, 1999)。これらの断層のうち、図 3.2.1 に加筆した a-b-c 点を通る三野断層の変位地形が特に明瞭で活動的と考えられており、河内谷川西岸の段丘面を切断して比高 10~12m の低断層崖が形成されているほか (図 3.2.1.1 (b)), この断層に沿っては破砕帯の幅が広く、多量の断層粘土の分布が報告されている (岡田, 1970)。

この低断層崖の東北東延長部にあたる河内谷川東岸 (図 3.2.1.1 (a)) では、三野断層沿いの大規模な破砕帯が露出している (岡田, 1970)。黒灰色~灰黒色を呈する断層粘土主体の和泉層群破砕帯の中には、走向 N80° E、鉛直で発達する多数の並行な剪断面が確認されている (岡田, 1970)。また和泉層群破砕帯の剪断面に沿って、灰白~青灰色の三波川結晶片岩類に由来した破砕物が取り込まれている。この破砕物の N80° E の方向に発達する面構造に沿って鏡肌が形成していることから、面構造は断層面に相当し、ほぼ垂直に近い三野断層の地下には三波川結晶片岩類の破砕帯が存在すると考えられている (岡田・長谷川, 1991)。このことから、三野断層は中央構造線 (和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層) の地表トレースとみなされた。

河内谷川東岸に広がる破砕帯の南端部 (図 3.2.1.1(a')) では、30° N の傾斜で土柱層上に和泉層群

が衝上する低角度断層が知られており、これは「芝生衝上」と呼ばれている（中川・中野，1964a）。岡田（1973b）はこの断層について、高角度で地表まで達したテクトニック断層の一部が、「**山地自身の重みのために破碎物質よりなりたつ表層部が断層面と共に斜面下方へ流下（gravitational spreading）して低角度化**」したものの、すなわち後成的にノンテクトニックな原因で低角度になったとする見解を示した（図 3.2.1.2）。そして、芝生衝上はより新規の高角度断層である三野断層により切断されるとした。ただし高角度断層が後成的に低角度化するためには断層下盤が消滅あるいは短縮しなければならないが、そのことについては何ら説明がない。

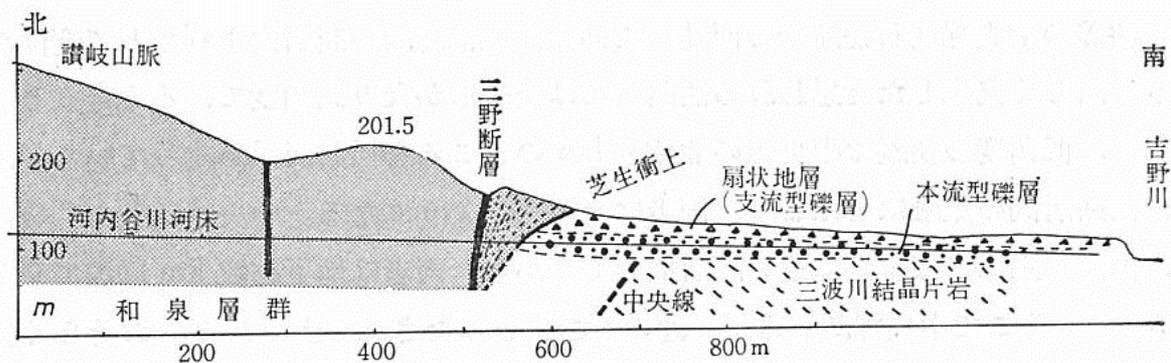


図 3.2.1.2 岡田（1973b）による芝生衝上付近の推定地質断面図

河内谷川西岸の太刀野地区（図 3.2.1.1 (c)）では、高速道路建設に伴う南向き斜面の掘削（切土）により、低角度に発達し礫層を覆う断層粘土が確認された（岡田典久ほか，1999）。ここでは図 3.2.1.3 に示されるように、北部では北傾斜を示していた断層粘土の下面が、南に向けて次第に水平に近づき、南端部では南傾斜になって段丘礫層を覆っている様子が複数のボーリング調査から明らかにされた。また、低角度に発達する断層粘土の上位は段丘礫層に覆われている。このような事実から、地下で高角度な断層（三野断層）が地表に向かって急激に低角度化していると解釈された。なお、ここでは南端斜面の切土施工により南傾斜の断層粘土にすべり面が発生し（図 3.2.1.3）、流れ盤の地すべりが生じた。

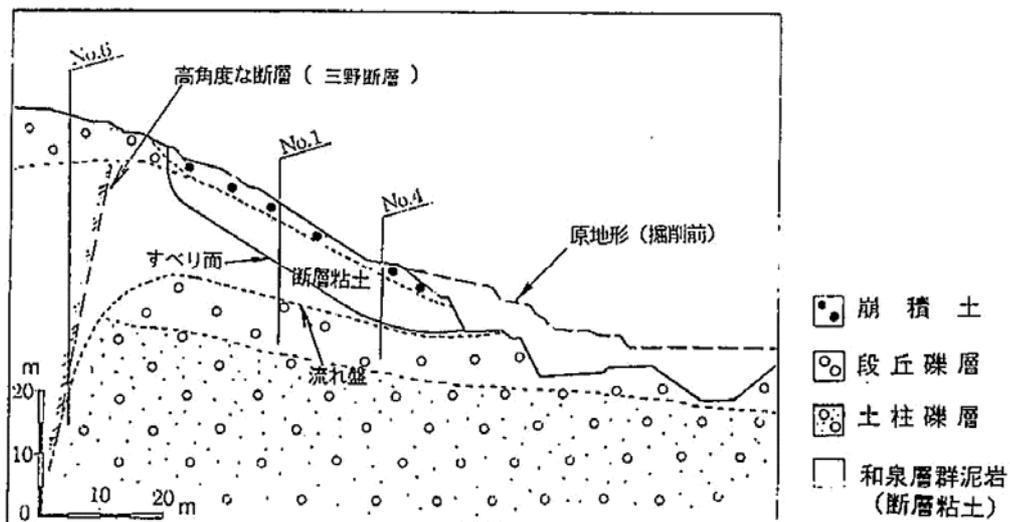


図 3.2.1.3 太刀野地区における南北方向の地質断面図（岡田典久ほか，1999）

図 3.2.1 (c)地点における高速道路工事に伴い作成された。

## 3.2.2 美馬地域 (レビュー)

美馬地域は、前項の三野地域の約3km東方の中央構造線沿いに位置する。この地域でも、古くから中央構造線に沿った低角度断層の存在が知られてきた。後述のとおり、最近になって中野ほか(2001)などにより本地域の低角度断層について詳細な調査が行われた。

本項では美馬地域におけるこれまでの中央構造線の調査結果についてレビューし、低角度断層発達に関する考察を行うための資料とする。

## (1) 過去概念

次図に、水野ほか(1993)による中央構造線活断層系ストリップマップの一部を示す。

楨本ほか(1969)は美馬市中上からそれよりも東方の明神原付近までの約8kmの区間にわたって、南側の礫層上に北側の和泉層群が低角度で衝上する断層を確認し、これを中央構造線の衝上断層と認定した。ここは讃岐山脈の南麓とその南方の丘陵地形との境界にほぼ一致し、尾根・谷の地形に沿って断層のトレースは湾曲して表現されている。

須鎗・阿子島(1977, 1978), Suyari and Akojima(1980)は中野谷川東岸において、楨本ほか(1969)とほぼ同位置に低角度の地質境界断層(写真3.2.2.1)を認定し、荒川断層(須鎗・阿子島, 1978), Arakawa thrust(Suyari and Akojima, 1980)と呼んだ。ここでの断層面は、走向は概ね東西、傾斜は6~28°Nとされた。なお、須鎗・阿子島(1977)はこの低角度断層の起源について、P.18およびP.26において、垂直変位に伴うgravitational spreadingによるものと記述し、高角度に発達した断層がその後の重力作用により低角度化したものと考えている。しかし同論文P.19には、「扇状地礫層上に(中略)和泉層群が衝上している」との記述があり、対象とする断層が高角度断層なのか衝上断層なのか、同一論文内に異なる見解が示され、解釈に混乱が生じている。

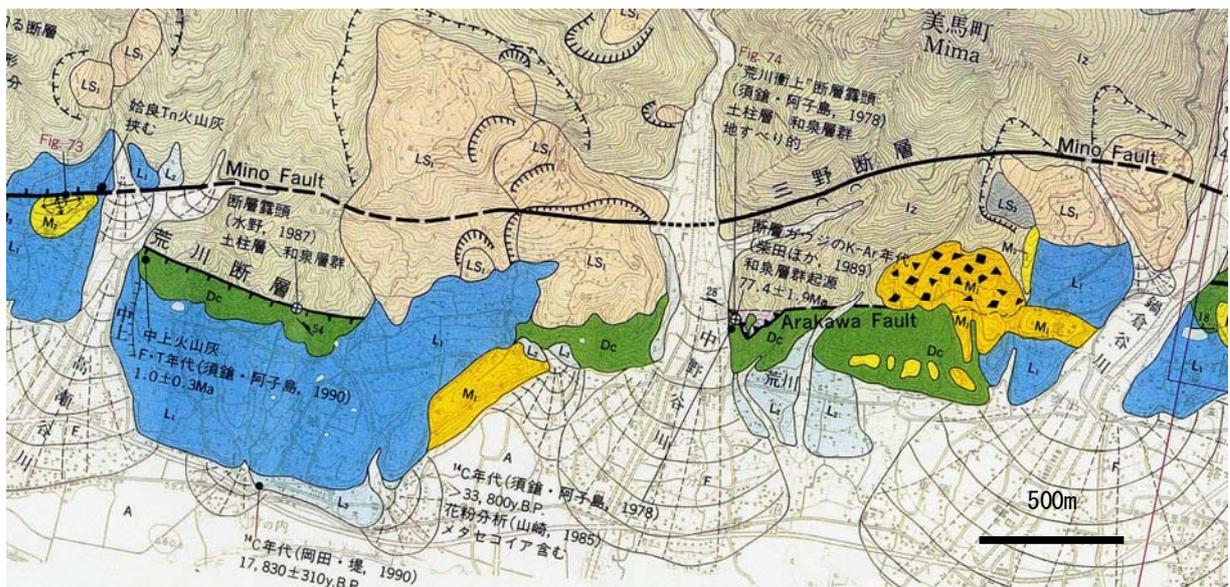


図 3.2.2.1 美馬地域の中央構造線ストリップマップ(水野ほか, 1993 に加筆)

Iz : 和泉層群, Dc : 土柱層, M : 中位段丘堆積物, L : 低位段丘堆積物, A : 沖積層, LS : 地すべり移動体



写真 3.2.2.1 現在の荒川衝上露頭の様子（中野谷川西岸から東向きに撮影）

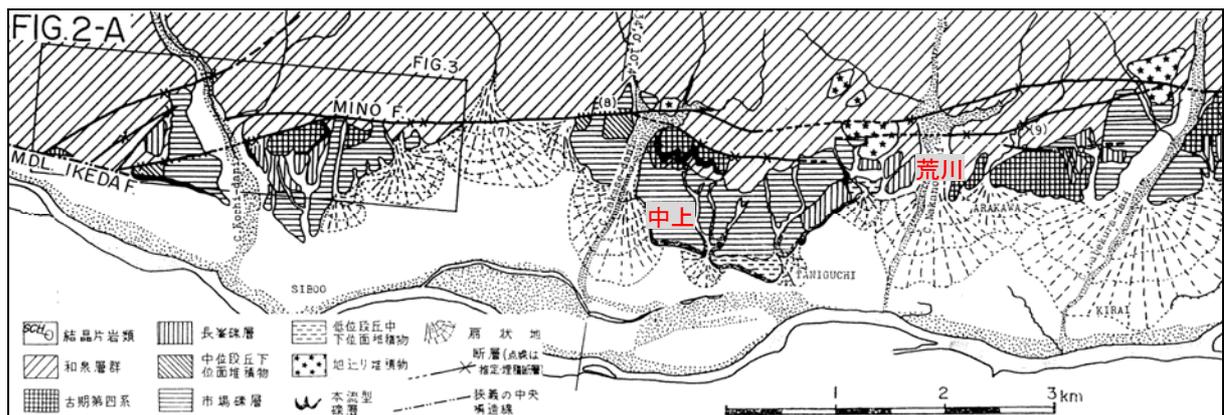


図 3.2.2.2 岡田（1970）による断層位置と地質図（岡田（1970）に加筆）

これらに対して岡田（1970）は、それよりも北方の讃岐山脈中腹に直線状のトレースで表現される三野断層を図示し、これが当地区における主たる中央構造線の活断層と考えた（図 3.2.2.2）。当地区における三野断層の認定根拠について同文献には一切明記されていないが、隣接する地域では主に地形的根拠に基づき活断層の位置が決定されていることから、当地区についても同様の根拠で三野断層の位置設定がなされたものと思われる。

また岡田（1970）は図 3.2.2.2 に示される Nabekura-dani（鍋倉谷）から Takase-dani（高瀬谷）に挟まれた範囲について、「変位地形はあまり明瞭ではないが、破碎帯の存在場所と地形の判読から、断層は数本に分岐しているらしい」とし、同地区で榎本ほか（1969）などが中央構造線と認定した低角度の地質境界の近傍に、直線状のトレースで表現される活断層を設定している。この断層の位置は、岡田が参画している中央構造線活断層系ストリップマップ（水野ほか，1993）に荒川断層として示されている（図 3.2.2.1）。そして岡田（1973b）では、榎本らによる低角度の断層は高角度断層の「地盛りや山崩れ、ないし匍行による断層面・破碎帯の表面的な低角度化によるもの」と考え、低角度断層

そのものが中央構造線として発達したものではないと考えた。

須鎗・阿子島が考えるように、高角度断層が後成的に重力の作用で低角度化するためには断層下盤が消滅あるいは短縮しなければならないが、そのことについては何ら説明がない。また岡田による低角度地質境界の成因に関する説明は極めて概念的なものであり、実際に存在するどの地すべりが断層面の低角度化に関わったかなどについて、一切説明がなされていない。

上述の水野ほか(1993)による中央構造線活断層系ストリップマップは、須鎗・阿子島(1978)を引用した上で中野谷川東岸斜面の低角度断層を「荒川衝上」と表記し、さらに「地すべりの」との注記が付け加えられた(図 3.2.2.1)。ただし、この表現に対応する地すべり地形などは明示されておらず、地すべりのと考えられた根拠は不明である。また、当該低角度断層に対して初出の榎本ほか(1969)を引用しなかったことも問題である。

以上までの研究では、中央構造線活断層系と低角度断層の関係や、低角度断層の形成機構などについて、明確な説明が得られていなかった。

(2) 中野ほか (2001) などによる新しい見解

中野浩ら (中野ほか (2001, 2009), 中野・横山 (2002), 加藤ほか (2007)) は, 高瀬谷川東岸の中上地区において, 露頭の詳細な記載や地層の分布調査に基づき, 低角度断層の発達状況について詳しく記載しまとめている。

中野ほか (2009) は中上の土採り場に出現した露頭 (下図の A 地点「中上衝上」, 本論では「中上露頭」と呼ぶ) において, 土柱層上に和泉層群の岩体が北から衝上しており, その衝上岩体を不整合に覆う土柱層に対して, さらに北から和泉層群が衝上していることを明らかにした。すなわち写真 3.2.2.2 に示すように露頭の上部と下部にそれぞれ異なる少なくとも 2 枚の衝上断層が存在することになり, それぞれを上位低角度断層, 下位低角度断層と呼んだ。また土柱層についても, それぞれ上盤土柱層, 下盤土柱層と呼んだ。土柱層は上盤, 下盤ともに水平な層理を保っており, 重力性斜面移動を示す開口クラックや構造の乱れも認められないことから, 下位低角度断層より上位の岩体は地すべり等斜面移動を起源とするものではないと考えられた。それぞれの低角度断層は高瀬谷川の地下で三野断層から分岐したと考えられた (図 3.2.2.3)。下位低角度断層の東方延長では, 2 地点で和泉層群が土柱層上に衝上する断層露頭として確認され, さらにその延長は榎本ほか (1969) による「荒川衝上」に連続するとされ, この低角度断層を加藤ほか (2007) は荒川低角度断層と命名した (図 3.2.2.3)。

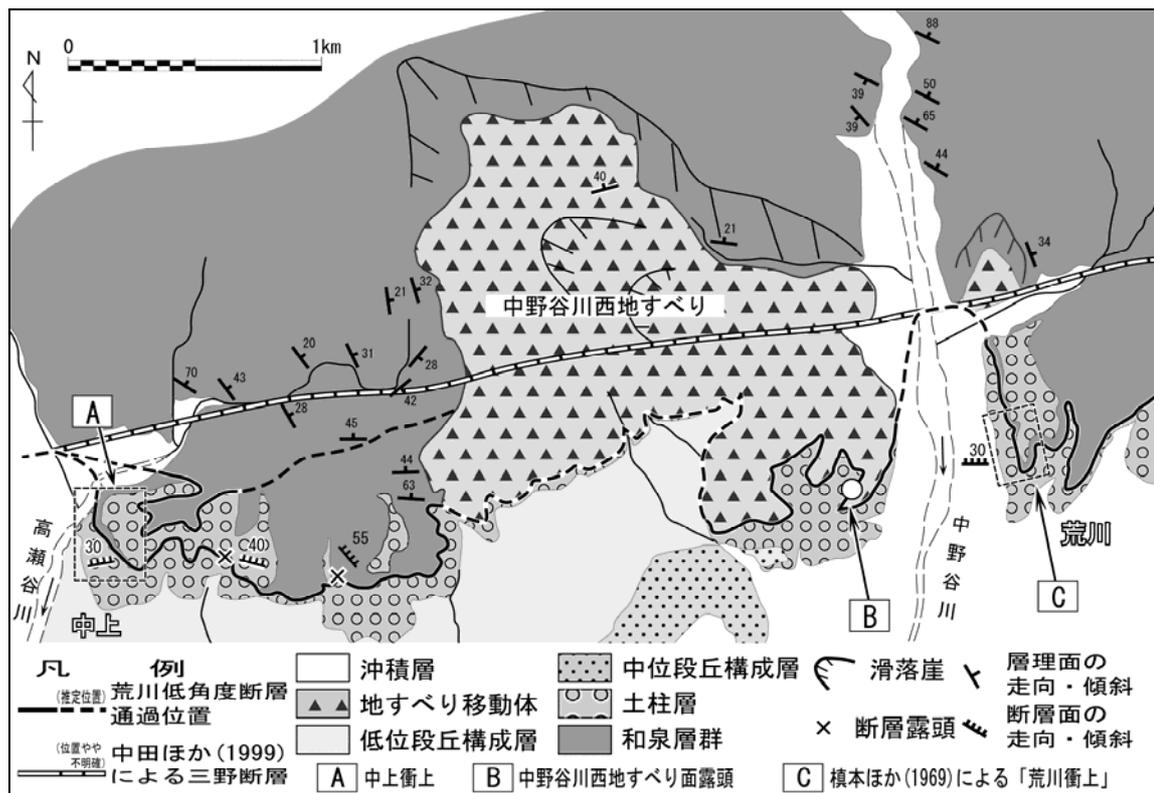


図 3.2.2.3 調査地の地質分布図 (加藤ほか, 2007)

中野ほか (2001), 中野・横山 (2002) のデータに基づき

(加藤・中野・横山, 2007) によってまとめられた図。

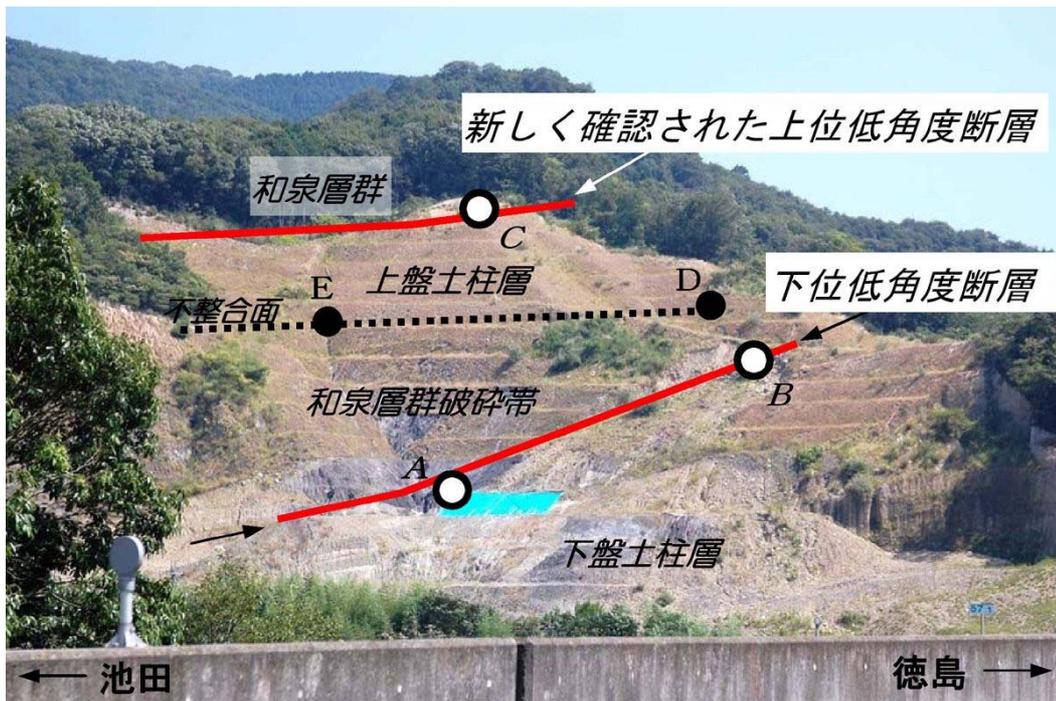


写真 3.2.2.2 中上露頭の全景（中野ほか，2009 の写真を転載）

○印は境界断層露頭が観察された地点を示す。

中野ほか（2002）は下位低角度断層の詳細な露頭記載を行った。断層下盤の土柱層がシルト層や砂層の箇所では、同層中に剪断面が形成され上盤が低地側へせり出しており、断層下盤の土柱層が礫層であるところでは境界断層がこれを高角度で切り、そこでは土柱層中のシルト層が、断層面に沿って上方へ引きずられていることを示した（図 3.2.2.4）。また中野ほか（2009）は、下盤土柱層が下位低角度断層に沿う衝上断層運動時に、断層面に沿って上方へ引きずられたことを示すドラッグ褶曲を記載した。

このことから中野ほか（2009）は、境界断層（衝上断層）面は下盤の土柱層がシルトや砂層のときには低角度に、下盤の土柱層が礫層の時にはそれを横切るように高角度に発達したとし、この繰り返りにより、衝上断層面が谷側へ全体にせり出したと考えた（図 3.2.2.5）。



写真 3.2.2.3 中上露頭に現れた下位低角度断層（中野，2002 の写真に加筆）

この頃には上位低角度断層はこの露頭にまだ出現していない。

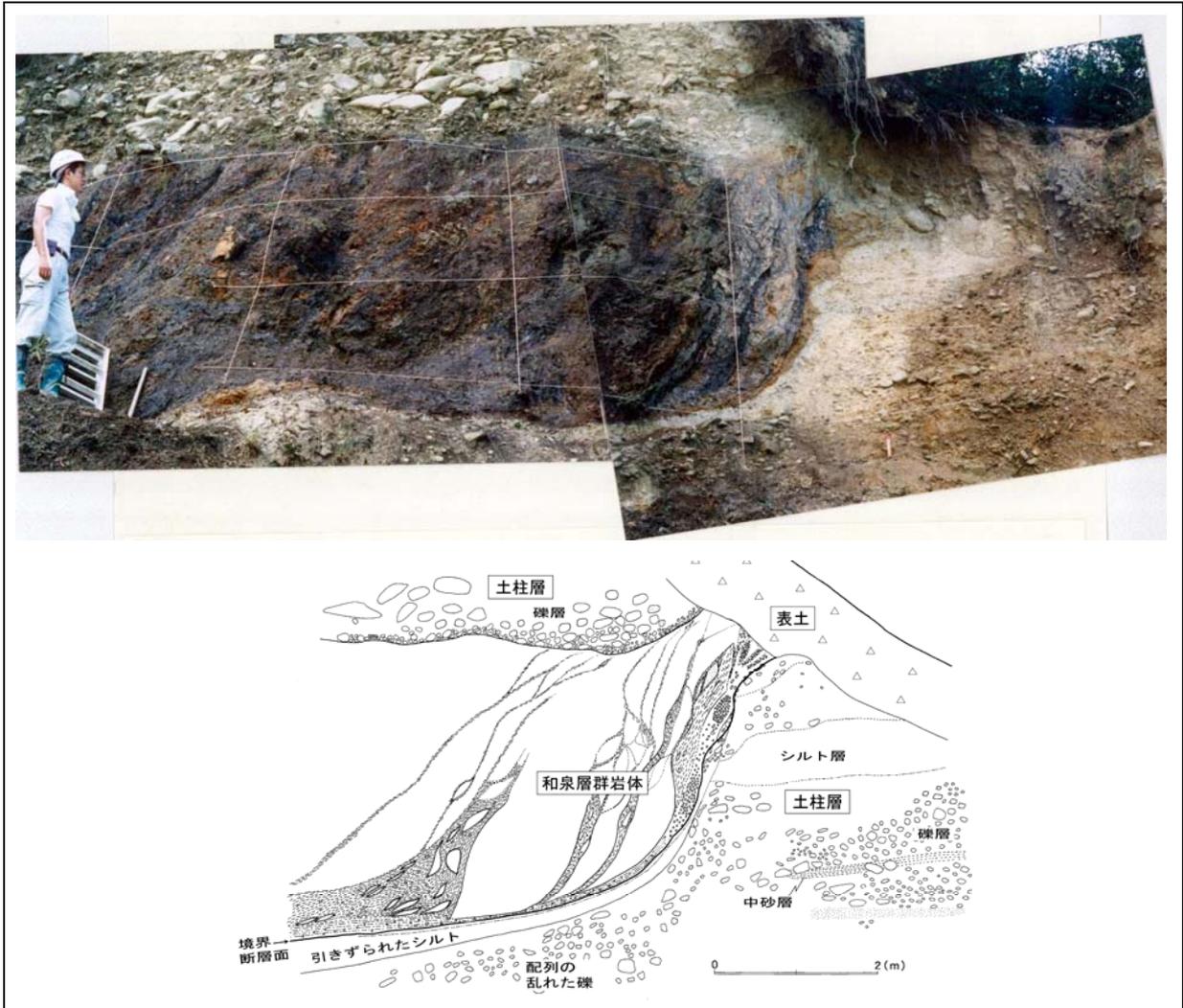


図 3.2.2.4 中上露頭における下位低角度断層先端部の写真およびスケッチ (中野・横山, 2002)

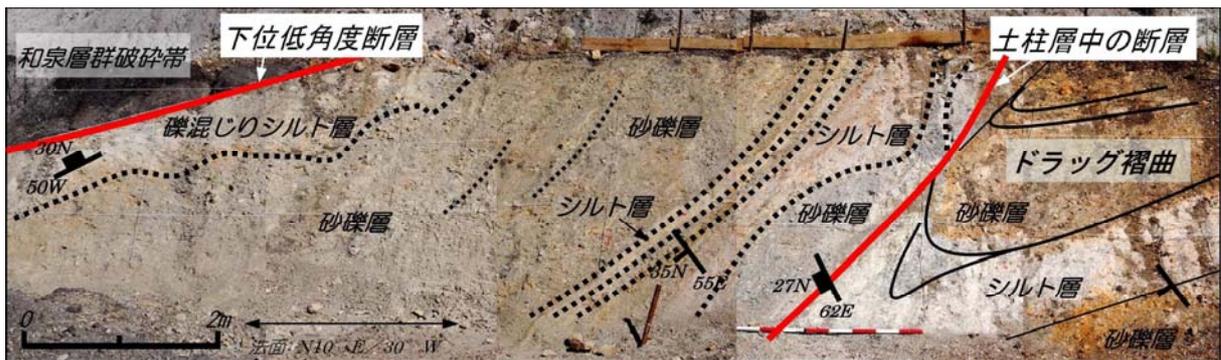


写真 3.2.2.4 中上露頭・地点 A における断層面の状況 (中野ほか, 2009)

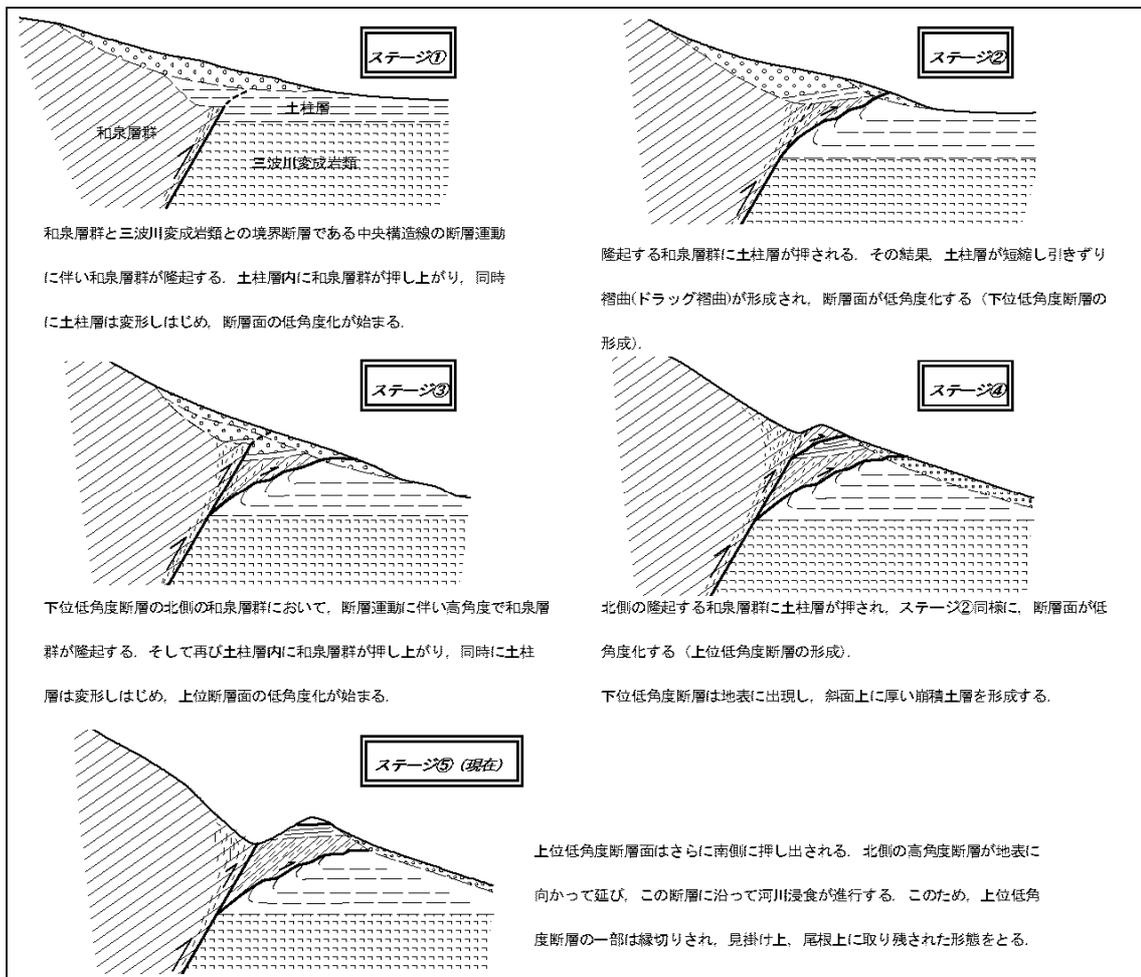


図 3.2.2.5 中上における断層形成モデル図 (中野ほか, 2009)

中野ほか (2001) は、下位低角度断層の断層面に刻まれた条線データから、荒川低角度断層は右横ずれ成分を持つ低角度逆断層であることを示した (下図)。

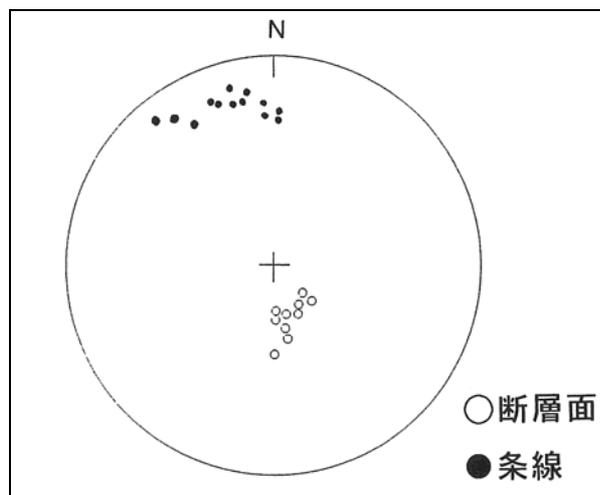


図 3.2.2.6 境界断層面の走向・傾斜および条線のプランジ (中野ほか, 2001)  
(シュミットネット下半球投影)

### 3.3 地形・地質概要（三野地域）

#### 3.3.1 地形概要

調査地は東流する吉野川の北岸に位置する（図 3.3.1.1）。吉野川に沿って幅広い沖積低地が発達しており、その北側には東西に延びる讃岐山脈がそびえている。讃岐山脈の南麓に沿って段丘地形が断続的に発達している（水野ほか，1999）。調査地の中央部には、讃岐山脈を源流とする河内谷川が南流し、吉野川に注いでいる。河内谷川の出口付近に広がる低地は畑として利用されており、またその付近の河内谷川の河原は干天時の流水が著しく少なくかれ川をなし、河床は土石流性の土砂が厚く埋積している。

山地と吉野川の低地の境界付近には、多数のリニアメントが確認される（図 3.3.1.1）。国土地理院 2.5 万分の 1 地形図によれば、「上野」から「三野町芝生」北方にかけての山麓に、E-W から ENE-SWS 方向に延びる谷や凹地、鞍部の配列がみられる。また「花園」から「三野町太刀野」にかけての地域には丘陵性の山地が広がり、そこには緩斜面や NE-SW 方向の谷の配列が認められる。

ここで挙げたリニアメントの多くは、過去の研究者らにより活断層の地表トレースとして抽出されている（後藤ほか，1999；後藤・中田，2000）。

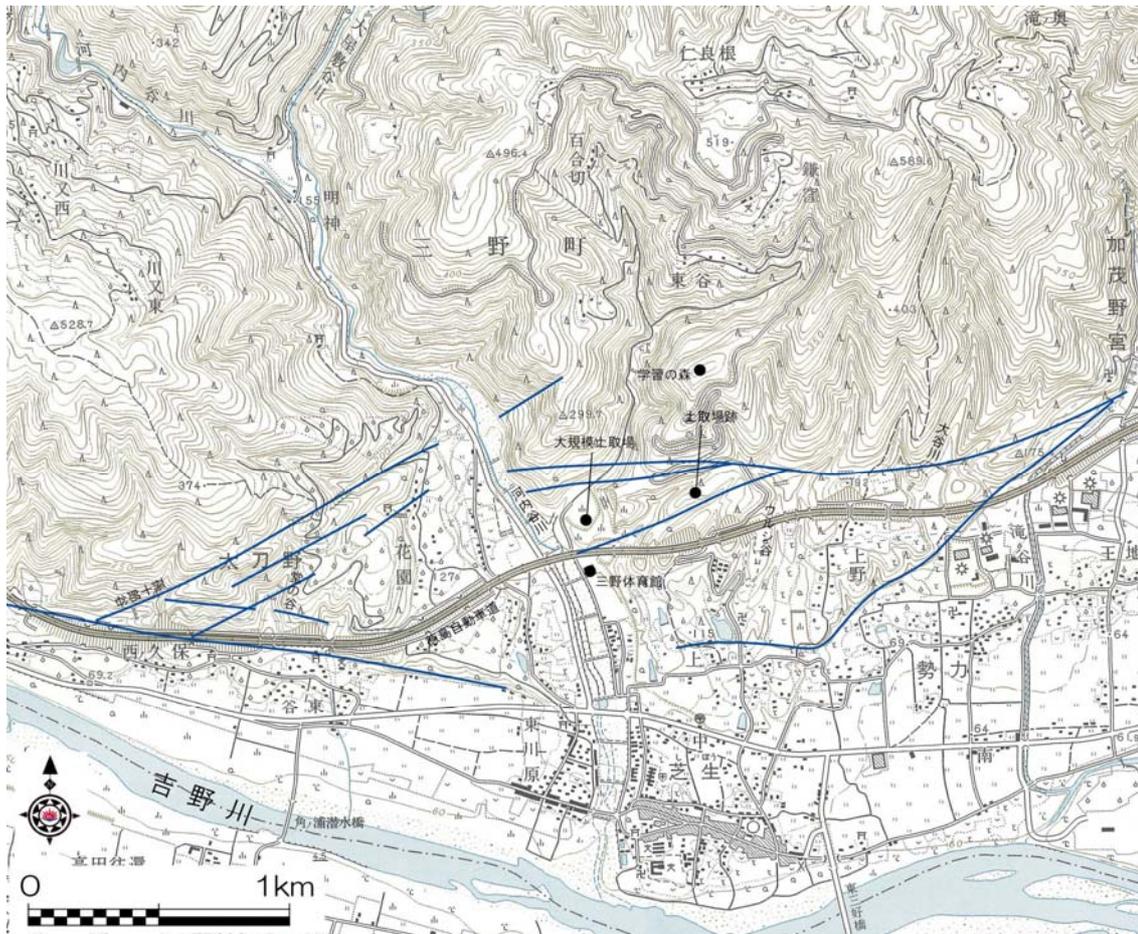


図 3.3.1.1 調査地（三野地域）の地形概要と主なリニアメント（青線）  
国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「辻」に加筆。

本地域北方にそびえる讃岐山脈には、稜線の頂部に緩斜面または平坦面が広い範囲で発達している。河内谷川左岸の「鎌窪」「仁良根」「百合切」、同右岸の「川又東」・「川又西」の西方が、それに該当する（図 3.3.1.1）。河内谷川左岸では標高 500～730m 付近に、同右岸では標高 530～550m 付近に、それぞれ平坦面・緩斜面が広がっており、定高性が認められる。これらのうち一部は地すべりに関係している可能性があり、独立行政法人防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図（清水ほか、2006）にも地すべり地形として抽出されている箇所がある（図 3.3.1.2）。

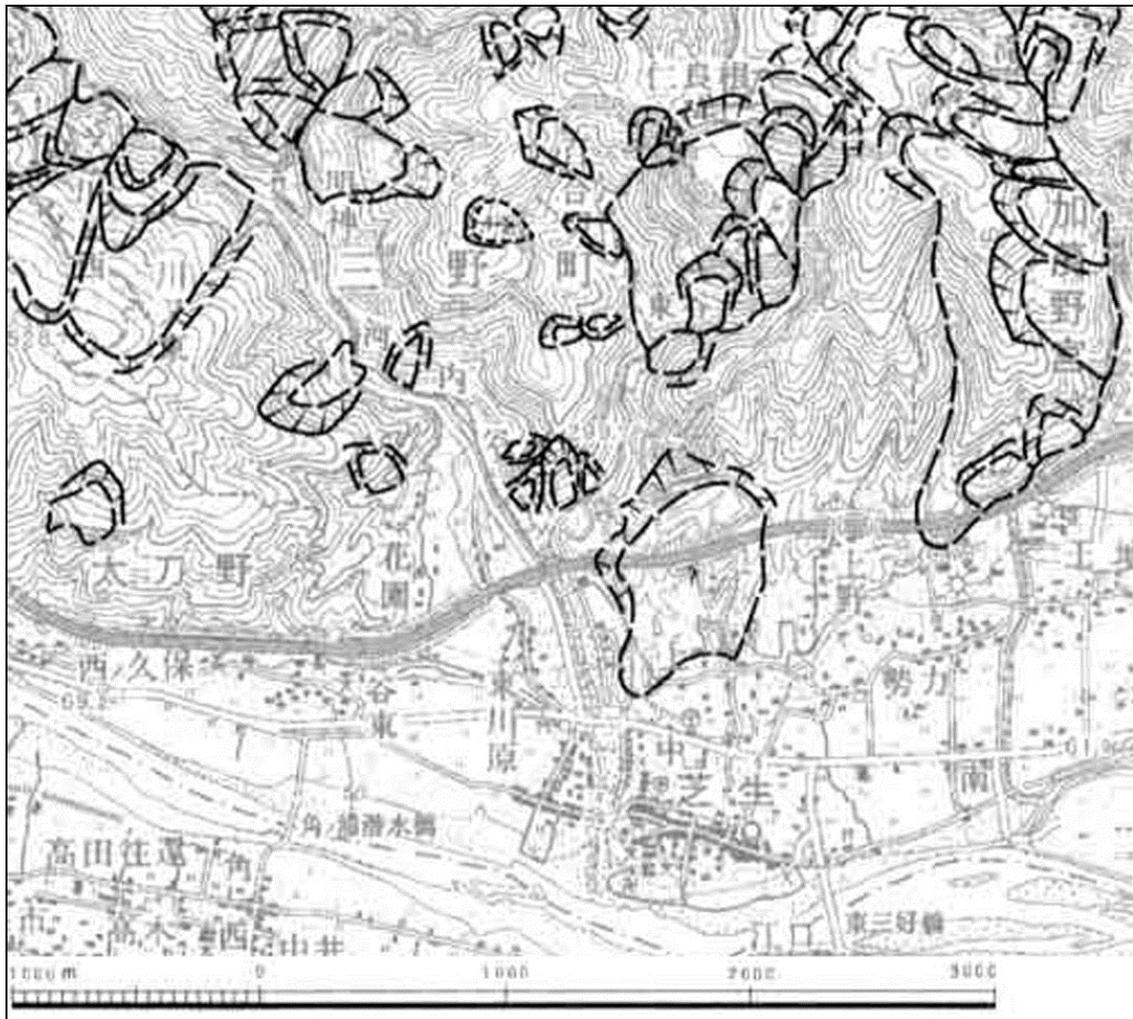


図 3.3.1.2 調査地の地すべり地形（清水ほか、2006）  
 （防災科学技術研究所発行地すべり地形分布図「池田」より）  
 図 3.3.1.1 と同範囲を表示。

## 3.3.2 地質概要

## (1) 和泉層群

徳島県鳴門市から愛媛県四国中央市まで東西約 100km の延長を有する讃岐山脈には、和泉層群が南北約 10km の細長い範囲に分布している。和泉層群はおもに砂岩・泥岩からなる白亜紀後期の海成層で、礫岩・凝灰岩を伴う。大局的には東方へ沈降する東西性の褶曲軸をもった向斜構造をなし、地質構造は東へ開いた馬蹄形をなすが、四国東部ではその南翼部を中央構造線により切られている（須鎗ほか，1991）。和泉層群の走向・傾斜は堆積盆地の北部・中軸部・南部で異なった特徴を持ち、北部では NE～ENE 走向，傾斜は約 30° S，中軸部では N-S 走向，傾斜は 30° E，南部では NW 走向，傾斜は約 30～60° N とされている（須鎗ほか，1991）。

調査地における和泉層群は、砂岩優勢互層として分布している。層理面の走向・傾斜は地域ごとに変化が激しく、一定ではない。そのうち、河内谷川以東では NE～ENE 走向，傾斜は 20～60° N である。花園北方の河内谷川西岸では、ENE～NW 走向，傾斜は 30～45° N である。西ノ久保北方では NNE～NNW 走向，傾斜は 15～90° N である（加藤ほか，2009）。

本地域の和泉層群は中央構造線の影響を受け、各所で破碎を受けている。和泉層群の大規模な破碎帯は、「芝生」北方に位置する徳島自動車道河内谷川高架橋の北側の大規模土取場（図 3.2.1 の(a)；岡田，1970）や、「花園」の南部（図 3.2.1 の(c)；岡田典久ほか，1999）で確認されている（写真 3.3.2.1）。これらはいずれも密着した亀裂が高密度で入り、部分的に黒色粘土化している。黒色粘土には、泥岩・砂岩の角礫状の細片がしばしば混入している。



写真 3.3.2.1 芝生北方の大規模土取場に露出する破碎した和泉層群  
黒色粘土かした部分が多く、露頭全体が暗色を帯びている。

## (2) 三波川結晶片岩類

三波川結晶片岩類は、中央構造線の南側に沿って東西に延びる高圧型の広域変成帯である三波川変成帯を構成する変成岩類である。本地域では、径十メートルを超えるような、まとまった規模の岩体としての三波川結晶片岩類の分布はみられない。

芝生北方の大規模土取場（図 3.2.1(a)）の南縁では、縞状模様の発達した褐灰色～青灰色をなす粘土が黒色粘土中にレンズ状に混在している様子が確認されており、これは三波川結晶片岩起源とされた（岡田・長谷川，1991）。本論でも以下の観察結果から三波川結晶片岩類起源と判断した。一つのレンズの大きさは、数 m 以上のものから数 cm 程度のものまで様々である。

三野体育館から学習の森方面に至る道路の南側で確認された縞状粘土レンズと、これに接する和泉層群黒色粘土との境界面の走向・傾斜は N50° E, 48° S であった（写真 3.3.2.2(1)右）。境界面はシャープで、鏡肌や条線は認められない。この粘土は極めて軟質で、指圧で容易に押しつぶすことができる。これは全体にシルト・粘土サイズの細粒分からなり、砂や細礫などは少ない。

研磨面では暗灰色、淡褐色、淡緑色、赤褐色など、様々な色調を呈する部分が不規則な縞模様をなして配列している様子が観察される（写真 3.3.2.2(2)上）。粘土中には石英脈起源の石英片や結晶片岩の小片がみられ、これらは回転している。薄片では白雲母が定向配列し、これが縞状模様を形成している。また垂角礫状の結晶片岩の岩片が混在している（写真 3.3.2.2(2)下）。さらに、亀裂に沿って方解石が充填し、脈となっている。方解石脈には部分的な破断がみられるが、その周囲を再結晶鉱物を取り囲んでいる。岩石が粘土化した後に塑性変形を受けたため、再結晶鉱物が方解石脈を取り囲んだ状態で方解石脈が破断した可能性がある。研磨片および薄片では複合面構造は特にみられない。



写真 3.3.2.2(1) 芝生北方で認められる縞状粘土（淡色部）と和泉層群粘土（暗色部）の境界

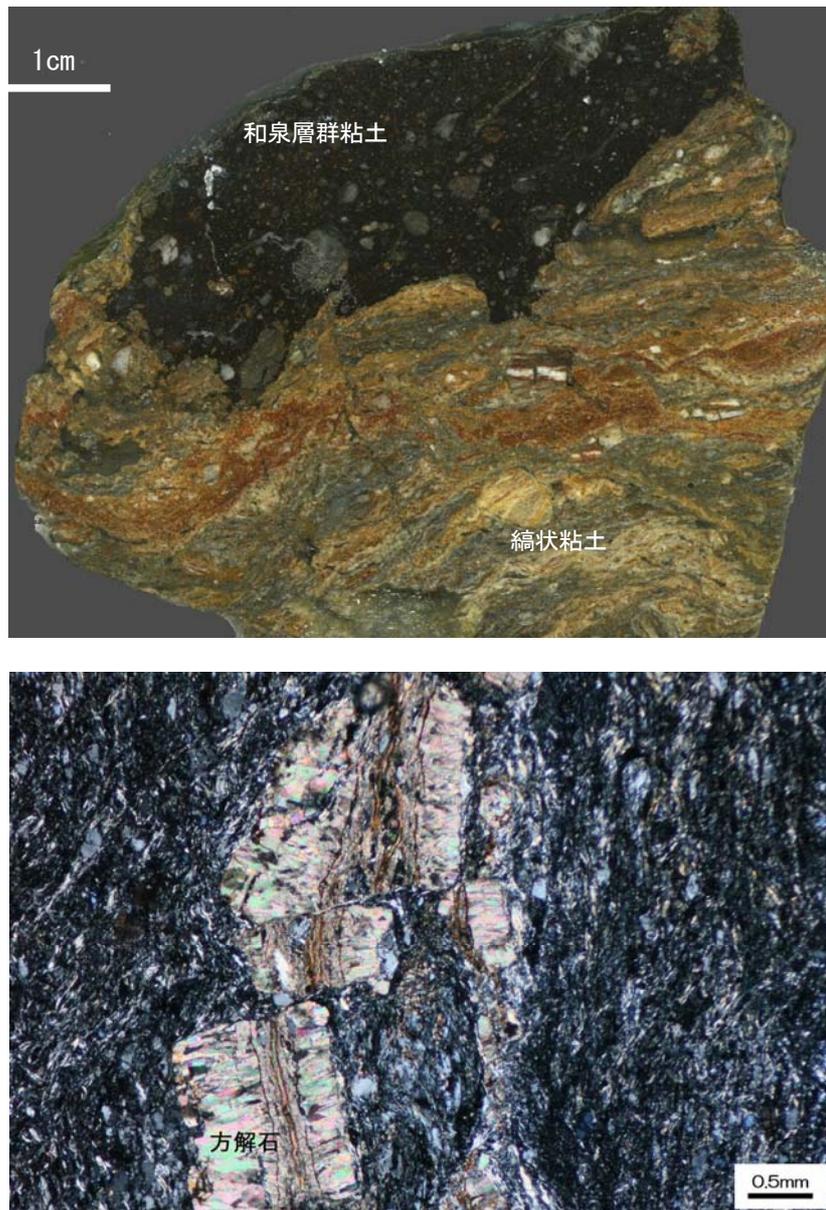


写真 3.3.2.2(2) (上) 芝生北方で認められる縞状粘土の研磨片  
(下) 同偏光顕微鏡写真 (クロスニコル)

## (2) 土柱層

土柱層は讃岐山脈南麓の丘陵地に広く分布する，更新世の末～半固結堆積物である。一般に段丘礫層に比べて固結が進行し，人力で露頭面から礫を引き抜くことは困難である。また礫が風化してクサリ礫化していることがある。本層は次に述べる段丘礫層と異なり，段丘地形を形成せず，讃岐山脈南麓の丘陵地形の上部に主に分布する。

本論では，礫の種類や形状により土柱層を次のようなタイプに区分する。

**タイプ a** 結晶片岩円礫層

これは芝生北方の丘陵地帯に限定的に分布し、三波川結晶片岩類の円礫を多く含むことで特徴づけられる本流性礫層である。礫種は結晶片岩や角閃石岩、石英脈の石英から構成され、しばしば砂岩・泥岩もみられる。礫径は1~10cmのものが多く、最大礫径は20cmである。本層はグラベルサポートで、マトリックスは中~細砂である。本層の分布域には特徴的に地表に結晶片岩円礫が散乱し、露頭が認められなくてもおおよその分布がわかる。芝生北方の土取場跡（図3.3.1.1）などでは本タイプの土柱層が和泉層群を直接覆っていることから、これは土柱層の基底部と考えられる。層理面は不明瞭であるが、通常は円礫の長軸がほぼ水平を向いている。

三野断層など、活断層の通過が推定される地点の約10mの範囲では、マトリックスがシルト主体となり、それは特徴的に白色~淡褐色を呈する。この白色シルトには亀裂が発達し、それに沿って酸化が進行することにより、褐色の筋が浮き出て見える。またその内部には円礫が割れた状態で混入している。ここでは土柱層が断層破碎を受けているものと推定され、本論ではこのタイプの土柱層を便宜上タイプ a' と呼ぶ。



写真 3.3.2.3(1) (上) タイプ a の土柱層 (芝生), (下) タイプ a' の土柱層 (芝生北方)

**タイプb** 砂岩円礫層

これは河内谷川以西の讃岐山脈南麓の丘陵地に広く分布し、砂岩の円礫～垂円礫を主体とする本流性礫層である。泥岩礫も含まれるが、その含有量は少ない。また三波川結晶片岩起源の礫は全く含まれない。礫径は10～50cm程度のものが一般であるが、しばしば1mを越えるものもみられる。本層はグラベルサポートをなし、マトリックスは中～細砂である。河内谷川西岸の花園では和泉層群を不整合に覆っているため、これは土柱層の基底礫層と考えられる。土柱層のタイプaとタイプbの違いは、結晶片岩礫を含むか否かである。



写真 3.3.2.3 (2) タイプbの土柱層 (孫十郎谷)

**タイプc** 砂岩亜角礫層

これは河内谷川以東の讃岐山脈南麓の丘陵地に広く分布する，砂岩の亜角礫～亜円礫を主体とする扇状地性礫層である。泥岩礫も含まれるが，その含有量は少ない。また三波川結晶片岩起源の礫は全く含まれない。礫径は1～10cmのものが多く，50cmに達するものもみられる。本層は一般にはシルト～細砂のマトリクスにサポートされるが，まれにグラベルサポートの産状となり，マトリクスがほとんどみられないこともある。またしばしば幅1～5cmのシルト層を挟む。成層構造が発達し，層理面は概ね水平であるが，前述の三野断層のおよそ50m以内では成層構造が不明瞭になる。

芝生衝上の露頭において下盤をなす土柱層は，しばしばこのタイプの礫層に結晶片岩円礫が多量に含まれた産状を示している。当地における本礫層の特徴的な産状について，須鎗（1972）は扇状地性礫層中に，周囲の結晶片岩円礫を含む礫層に由来する礫が混入したものと考えている。



写真 3.3.2.3(3) タイプcの土柱層（上野地区）

### (3) 段丘礫層

段丘礫層は半固結状の礫層で、本調査地では上野、芝生、花園東方に分布が認められる。広い範囲で段丘地形を形成している。本層は前述の土柱層に比べると固結が弱く、露頭壁面から礫を人力で引き抜くことが可能である。また礫は新鮮な岩片からなり、クサリ礫は認められない。

本地域の段丘礫層は、讃岐山脈南麓で発生した扇状地性の堆積物から構成される。本層は泥岩角礫が卓越し、砂岩角礫も混入する。結晶片岩礫は皆無である。これらには水平な成層構造が明瞭に発達し、後藤ほか(1999)の中央構造線活断層系ストリップマップ(図 3.4.1.1 に併記)に活断層が記されている近傍ではしばしば層理が南に緩く傾斜している。礫径は0.5~10cmのものが一般的で、最大礫径は20cmである。泥岩礫はしばしば塊状のブロックとして混入し、その内部には原岩中にみられるような亀裂が発達している。



写真 3.2.3.4 成層した段丘礫層 (ウルシ谷)

### 3.4 低角度断層の分布状況（三野地域）

本節では加藤・横山（2011）に基づき、低角度断層の分布に主眼を置いた地質調査結果を、東方の勢力地区から順に述べる。

#### 3.4.1 勢力地区

大谷川東岸の勢力地区では、東西の広い範囲で北側の和泉層群と南側の土柱層の垂角礫層が接している（図 3.4.1.1）。三野断層によって北側の山塊と切り離された分離丘陵の3箇所では、和泉層群の破碎岩体が土柱層の角礫層の上に乗っている。いずれの箇所も和泉層群と土柱層の直接的な接触面を確認することはできないが、露頭分布から低角度断層の位置を追跡可能である。

図 3.4.1.1 に示す Loc.1 は、都市圏活断層図（後藤ほか，1999）に示された三野断層のトレース上に位置する。この周囲には東西方向に延びる小凹地や鞍部が、三野断層の地表トレースに沿って概ね東西方向に線状に連なっている。これらの地形の横断形状に非対称性はみられないことから、地すべりのような斜面移動によるものではなく、断層に沿った差別浸食によって形成された地形と考えられる（写真 3.4.1.1）。凹地・鞍部の比高は最大で約 2m である。

Loc.1 では低角度の剪断面を有する断層粘土が広範囲に露出し、その南方の斜面直下にタイプ c の土柱層の露頭が確認される（写真 3.4.1.2）。さらに、周辺では和泉層群の破碎岩体が南側の土柱層に低角度で乗っている様子が、露頭や転石の分布から明らかである。剪断面の走向・傾斜は N80° E, 19° N で、走向は三野断層の方向と調和している。この断層粘土の剪断面には、明瞭な条線は確認されない。

断層粘土は全体的に暗青灰色を呈し、多数の泥岩の小片が混入している。さらにこの粘土には白色～淡褐色の微細な縞模様が発達している。このような産状から、粘土は和泉層群起源で、剪断面に沿って浸透した地下水や熱水の影響を受け泥岩起源粘土が変質したことで縞模様が生じたものと考えている。この粘土の分布に沿って、湧水が発生している箇所がある。



写真 3.4.1.1 三野断層のトレースに沿って延びる勢力地区の小凹地の例  
（大谷川左岸の東西性凹地を示す）



写真 3.4.1.2 勢力地区 Loc.1 における低角度断層露頭（上）と断層粘土（下）

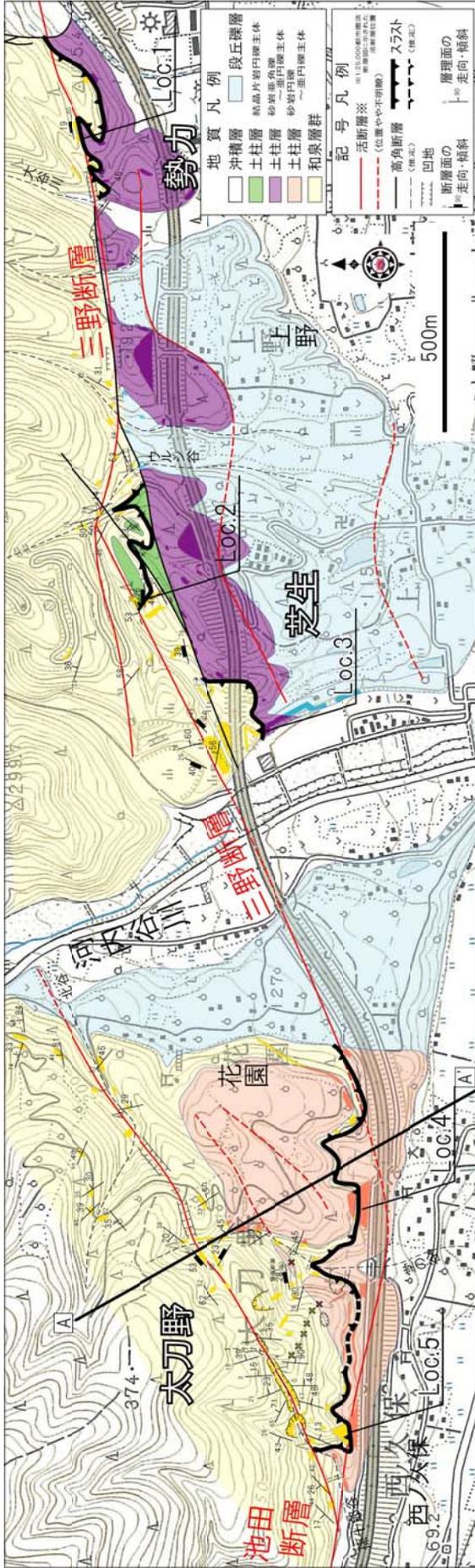


図 3.4.1.1 徳島県三好市三野町芝生付近の活断層および地質分布状況（加藤ほか，2011 に加筆）

基図は国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「辻」を使用。

赤線の活断層の位置は後藤ほか（1999）「都市圏活断層図」をトレースしたものである。

## 3.4.2 芝生地区

## (1) 岩体の分布

ウルシ谷と河内谷川に挟まれた芝生地区では、土柱層は和泉層群からなる山地の南麓に広く分布し、丘陵を形成している。当地区の土柱層は和泉層群由来の礫からなるタイプcのものが広く分布しているが、図3.4.1.1のLoc.2周辺をはじめ、限定的な範囲では特徴的に三波川結晶片岩由来の礫からなるタイプaの礫層が分布している。タイプaとタイプcの境界は、SW73°の方向に流下する谷に沿って直線的に延びている（図3.4.1.1）。この谷底には多量の断層粘土や、割れた結晶片岩円礫を含むタイプa'の土柱層が分布していることから、両者は谷底を走る高角度断層を挟んで接しているとみられる。

河内谷川左岸の三野体育館の東側では、北側の和泉層群が南側のタイプc土柱層に低角度で乗り上げている中川・中野（1964a）による芝生衝上の露頭がみられる（次写真）。境界断層面の走向・傾斜はN60~70°E, 28~31°Nで、ここより東北東または北東方へ約100m追跡できる。この低角度断層は上記の高角度断層以北では追跡できないため、低角度断層は高角度断層によって切断されているか、地下で両者が分岐しているものと推定される。芝生衝上の断層露頭の記載については後述する。



写真 3.4.2.1 芝生衝上（破線で示す）の全景（左）と近景（右）

同様の低角度断層は、芝生衝上の露頭より約 300m 北東方の土取場跡（図 3.4.1.1 の Loc.2）の周辺でも確認される（写真 3.4.2.2）。ここは三野断層によって北側の山塊から切り離された分離丘陵の頂部である。この分離丘陵の周辺の土柱層は特徴的に三波川結晶片岩礫を含むタイプ a の円礫層であり、土取場跡から東方へ約 100m の範囲にわたって、露頭や表土中の結晶片岩円礫の分布により低角度断層を追跡できる。

土取場跡（Loc.2）では、和泉層群地山から延びてきた北傾斜の低角度断層によって、和泉層群の岩体が土柱層上へ衝上している（写真 3.4.2.2, 3.4.2.3）。和泉層群と土柱層が接する境界面の走向・傾斜は  $N64\sim 88^{\circ} E, 26\sim 30^{\circ} N$  である。この衝上断層に伴う破碎は上述の芝生衝上のものに比べて弱い。断層面に沿う粘土化の範囲も限定的で、下位の土柱層との間に約 3cm の厚さで白色粘土が挟まれている（写真 3.4.2.3）。この粘土は未固結かつクリーム状をなし極めて軟弱で、その内部には砂岩・泥岩の小片が取り込まれている。同様の白色粘土はこの低角度断層を東方に約 100m 追跡した山中でも確認でき、そこでは多量の湧水が確認され、乳白色の泥水が地表に浸み出している。

この土取場跡の和泉層群衝上岩体は、上位を土柱層に不整合に覆われている（写真 3.4.2.2）。衝上断層の下盤、上盤の土柱層を、ここでは下盤土柱層、上盤土柱層と呼ぶ。上盤土柱層、下盤土柱層ともにタイプ a の礫層で、両者はほぼ同一の産状をみせる。上盤土柱層はほぼ水平な構造が確認され、層理や礫の配列は乱れていない。下盤土柱層は露頭幅が狭いことから（写真 3.4.2.3 上）、層理や礫の乱れなどを十分に観察することができない。



写真 3.4.2.2 芝生北方の土取場跡（Loc.2）の壁面にみられる断層（実線）と不整合（破線）  
上盤土柱層に不整合に覆われた和泉層群破碎帯が、下盤土柱層に衝上している。

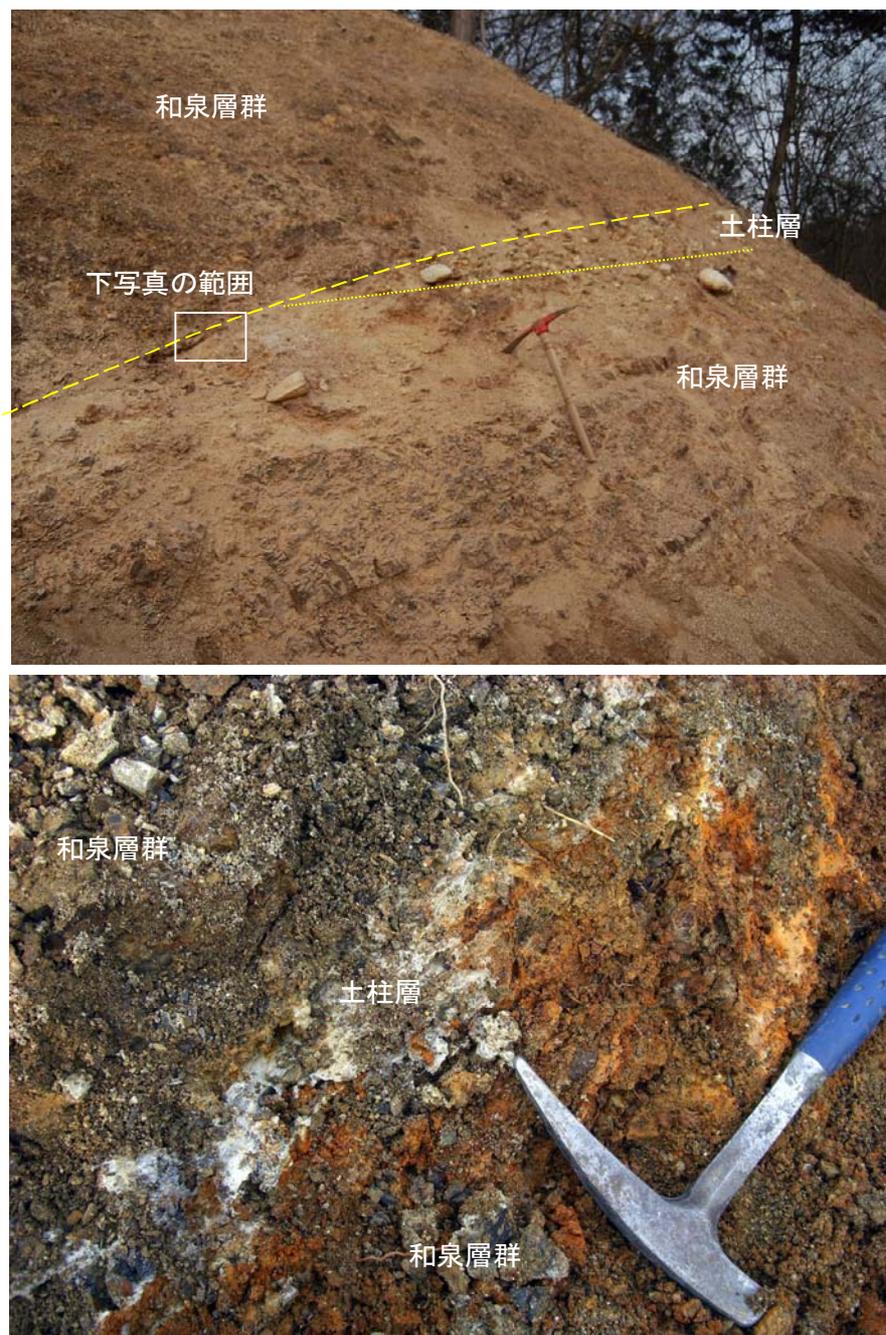


写真 3.4.2.3 土取場跡 (Loc.2) 上部の低角度断層 (上) と, そこに挟まれる白色粘土 (下)

## (2) 芝生衝上の記載

2008年頃に行われた地形改変を伴う土砂採取により、芝生衝上(図3.2.1(a'), 図3.4.1.1のLoc.3)の明瞭な露頭が出現し、その周辺におけるいくつかの新事実が明らかになったので、以下にまとめる。



図 3.4.2.1 芝生衝上の全景 (2009年撮影)

Iz : 和泉層群, Dc : 土柱層, bt : 逆向き断層

## a) 断層面の状況

芝生衝上では、北側の和泉層群が南側の土柱層に低角度で乗り上げている(写真3.4.2.1)。境界断層面の走向・傾斜は  $N55\sim70^{\circ}E$ ,  $28\sim36^{\circ}N$  である。また、境界断層面から北方約10mの間には、破碎した和泉層群中に高角度の断層が複数発達している(図3.4.2.2)。これらは南傾斜を基本としている。

芝生衝上の低角度断層面には2枚の粘土、すなわち、下部の暗褐色粘土と上部の暗青灰色粘土が観察される(図3.4.2.2, 写真3.4.2.4)。肉眼の観察によれば、下部の暗褐色粘土には砂岩・泥岩のほか、結晶片岩の円礫が混入している。一方で上部の暗青灰色粘土には肉眼で円礫を認めることはできず、砂岩・泥岩起源の角礫が含まれている。このことから、暗褐色粘土は主に土柱層起源、暗青灰色粘土は主に和泉層群起源であると推定され、両粘土の境界が断層面と考えられる。この断層面には  $NW45^{\circ}$  の方向へ  $12^{\circ}$  でプランジする条線が確認される。

暗青灰色粘土には、しばしば写真3.4.2.5に示す白色～淡褐色の縞模様をもつ粘土の混在がみられる。この縞模様粘土は暗青灰色粘土内にレンズ状に混入し、その延びの方向は断層面に調和している。偏光顕微鏡では、この縞模様の部分をはじめ、暗青灰色粘土中には結晶片岩の岩片の混入が確認できる。このことから縞模様は、ここより約100m北方の大規模土取場で認定されている結晶片岩の粘土(3.3.2項, 岡田・長谷川, 1991)と同じ、三波川結晶片岩類を起源とする粘土を混入しているものと判断される。すなわち、芝生衝上の低角度の断層面も、岡田・長谷川(1991)により三野断層で考

えられたと同様に、芝生衝上も地下深部の中央構造線と繋がっており、和泉層群と三波川帯との境界断層であった中央構造線の断層破碎帯を起源とする粘土の一部が、断層運動の鉛直成分による引きずりに伴い地下深部からはがされて上昇してきたものと考えられる。

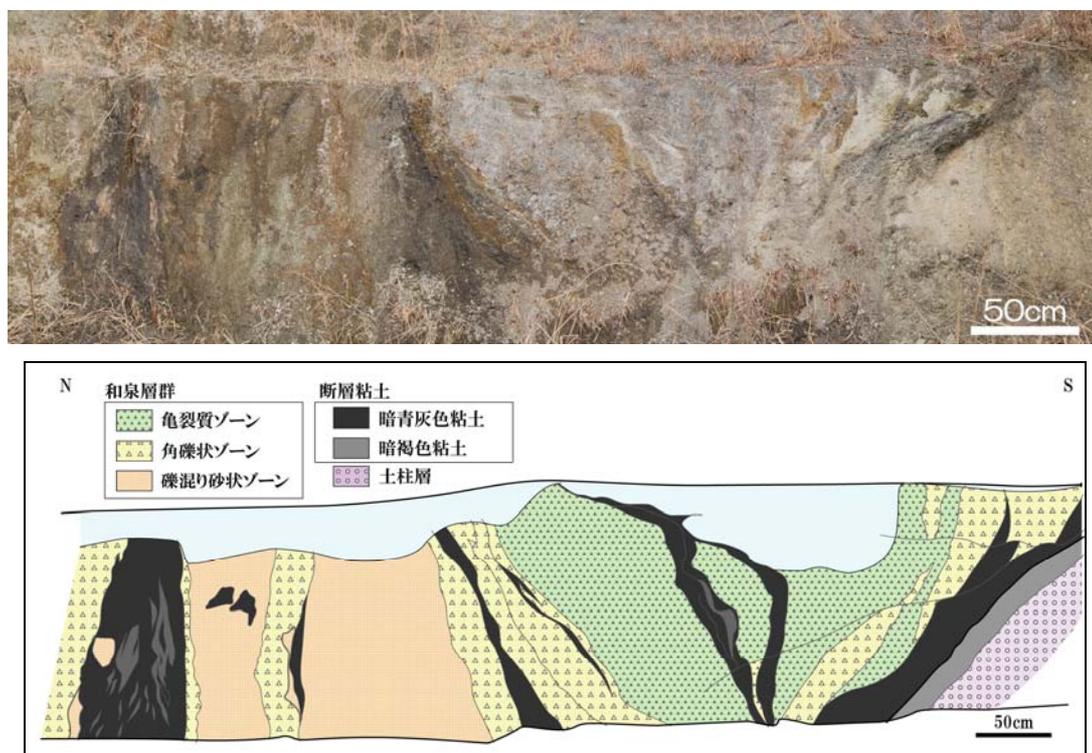


図 3.4.2.2 芝生衝上の露頭下部における写真と同所のスケッチ (Loc.3)



写真 3.4.2.4 芝生衝上における和泉層群/土柱層の境界断層 (→の位置)



写真 3.4.2.5 芝生衝上の暗青灰色粘土に混入する縞状粘土

## b) 逆向き断層

芝生衝上の低角度断層露頭の約 50m 南方には，土柱層の水平な堆積構造を切り，芝生衝上とは逆向きに発達する 2 つの断層（逆向き断層）が新たに確認された。これらを北側のものから bt1，bt2 とそれぞれ命名する（写真 3.4.2.6）。その傾斜は露頭下部では  $30\sim 40^\circ$  S で，bt1 は北方に向けて高角度に立ちあがり，露頭上部で 2 つの断層は合流している。2 つの逆向き断層に挟まれた楔状の範囲では，土柱層の礫の配列が乱れており，土柱層中のシルト層の層準は視認できなくなっている。

また bt1 の下盤側では，礫層が bt1 に沿って上方に引きずられている（写真 3.4.2.6 上）。このことから，逆向き断層 bt1 は逆断層変位し，南側が上昇している。礫層の引きずり面は後述するように層理面に沿う層面断層であり，逆向き断層と層面断層には形成過程での関連が考えられる。

1:25,000 都市圏活断層図「池田」によれば，この逆向き断層の位置に活断層が示されている（図 3.4.1.1）。

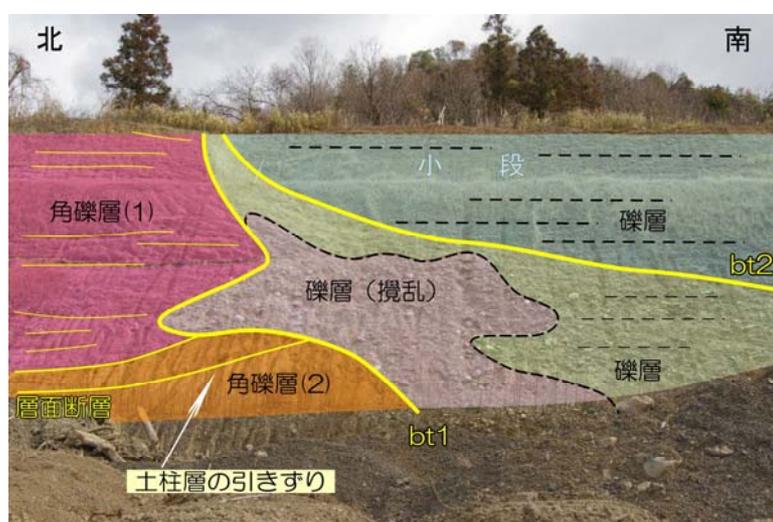


写真 3.4.2.6 土柱層の逆向き断層（芝生）

2 つの逆向き断層（bt1，bt2）に挟まれた範囲では，部分的に礫の配列が乱れている。また，bt1 下位の礫層は bt1 に沿って上方に引きずられている。

## c) ドラッグ褶曲

土柱層のうち境界断層から5~10mの範囲には、北フェルゲンツのドラッグ褶曲が生じている（写真3.4.2.7）。

本地域の土柱層は初生的には概ね水平層をなしているが、上記範囲の土柱層は礫の並びが乱れている。またこの範囲ではシルト層が不明瞭になっている。礫の大きさや配列から土柱層の層構造を判断すると、それは境界断層上盤の和泉層群に引きずられて、上方へ折れ曲がっていることがわかる。



写真 3.4.2.7 土柱層のドラッグ褶曲（芝生）  
2枚とも同一露頭を別角度より撮影している。

**d) 層面断層**

これは土柱層中のシルト・細砂の薄層に沿って生じた、小規模な断層である。層面断層の発達で土層の強度が低下したことにより、露頭壁面ではシルト層に沿って差別的に浸食が進行し、その部分がえぐれている(写真 3.4.2.8)。このシルトには微細な亀裂や孔隙が無数に発達しており(写真 3.4.2.10)、その周囲は酸化され褐色を呈する(写真 3.4.2.9)。

このような土柱層の層面断層は、芝生衝上露頭の中でも乱れが少なく層理面が明瞭な場所で確認される。一方で、境界断層近傍のドラッグ褶曲発達範囲や、逆向き断層 bt1 と bt2 に挟まれた楔状の範囲など、シルト層が判然としない領域では、ほとんど確認できない。



写真 3.4.2.8 シルト層が差別的に浸食された土柱層



写真 3.4.2.9 差別浸食を受けた芝生衝上下盤土柱層のシルト層の産状とその岩片  
本地域のシルト層は元来白色を呈するが、ここでは特徴的に酸化し褐色を帯びている。



写真 3.4.2.10 微細な孔隙が無数に存在する土柱層のシルト

## e) 衝上岩体の状況

芝生衝上の上盤に分布する和泉層群は、走向 EW、傾斜 20~30°N の砂岩泥岩互層からなる。芝生衝上上盤の和泉層群は、全体に破碎が著しい。境界断層の近傍では、砂岩層が破碎され引きちぎられており、広い範囲で膨縮構造が認められる（写真 3.4.2.11）。

この和泉層群岩体は亀裂に富むが、その亀裂に開口が認められない（写真 3.4.2.11）。また、この破碎岩体の分布域に対応する地すべり地形は認められていない（図 3.3.1.2）。これらのことから、芝生衝上の上盤に位置する和泉層群の破碎岩体が重力的な斜面移動（地すべり等）による移動岩体である可能性は小さい。



写真 3.4.2.11 芝生衝上上盤の和泉層群の様子

## 3.4.3 太刀野地区

河内谷川西岸に位置するこの地区には、和泉層群からなる山地の南麓に沿って土柱層が広く分布している(図 3.4.1.1)。本地区に分布する土柱層は和泉層群砂岩の垂円礫～垂角礫からなるタイプ b (写真 3.3.2.3 (3)) の礫層を主体とし、まれに砂岩・泥岩の角礫を主体とする層が分布している。

西ノ久保から花園にかけて、後述の一部を除き和泉層群の破碎帯が土柱層の上に低角度で衝上している様子を、露頭や転石の分布により追跡できる。また図 3.4.1.1 の Loc.4 および Loc.5 では、土柱層の上位を和泉層群が覆う低角度断層面を露頭で観察できる。この低角度断層面は、全般に  $30^{\circ}$  以下の低角度で北に傾斜している。低角度断層の上盤に分布する和泉層群破碎帯の厚さは数 m～10m 以上に及ぶ。低角度断層面から数 m の範囲では、破碎帯は黒灰色～灰黒色をなす断層粘土から構成され、しばしば径数 cm の黒色の砂岩小片を混在している。また、断層面から離れるにつれて、破碎帯には褐色を呈するレンズ状～層状の破碎した砂岩が出現する。この破碎帯は全般に亀裂に富むが、それらは密着している。低角度断層北方の斜面には、その上盤の破碎岩体の領域に対応する地すべり地形が認められないことから、破碎は地すべりによるものではない。なお、前述のとおり Loc.4 付近の低角度断層は岡田典久ほか(1999)によってボーリング調査でも確認されており、そこでは斜面末端の切土に伴う局所的な地すべりが発生している(図 3.2.3)。

本地区では、芝生地区と同様に和泉層群の衝上岩体を不整合に覆う土柱層(上盤土柱層)が広い範囲にわたって確認される(図 3.4.1.1)。上盤土柱層と下盤土柱層は、同一の層相(タイプ b の土柱層)を示している。上盤土柱層は、その下位の和泉層群とともに北(または北西)方より衝上してきたものと考えられる。花園の北東方では上盤土柱層の分布北縁と和泉層群の関係はアバットであるが、堂の谷の西岸では上盤土柱層と和泉層群の境界が地形に関わらず NE-SW 方向に直線的に延びるため、両者はこの方向の断層関係で接する可能性がある。堂の谷の西方の山中では、上盤土柱層と下盤土柱層が接するとみられるが、両層は同じ層相を示し、また明瞭な完全に固結していない土柱層の内部では断層破碎帯が形成されていないため、低角度断層の位置は特定できない。

本地域の地質断面図は、図 3.4.3.1 のように推定される。

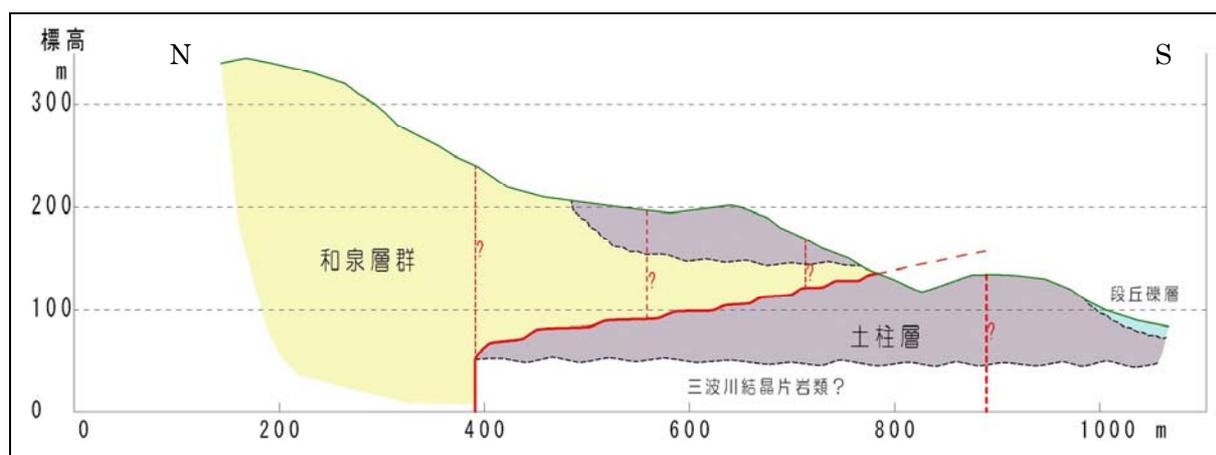


図 3.4.3.1 太刀野地区の推定地質断面図(図 3.4.1.1 の A-A'に沿う)

都市圏活断層図（後藤ほか，1999）に断層線が引かれている孫十郎谷や北谷では，谷の両岸で和泉層群が確認される（図 3.4.1.1）。これらの谷に沿っては，しばしば幅数 cm 程度の断層粘土や小規模な破碎帯が確認される。第 2 章で述べたように，四国東部における中央構造線やその活断層系では，一般に幅数十 m を越える大規模な断層破碎帯や粘土化がみられるとされるが，孫十郎谷や北谷においてそのような大規模破碎帯は一切認められない。孫十郎谷の中腹には落差約 20m の滝があり，ここでは南北約 20m にわたって和泉層群が大断崖となり露出している（写真 3.4.3.1）。ここは都市圏活断層（後藤ほか，1999）に断層トレースが引かれているが（図 3.4.1.1），写真 3.4.3.1 にも示されるように，上記のような大規模破碎帯はみられない。

この滝よりも上流側では，孫十郎谷に沿う NE-SW 方向に連続性の良い凹地が延びており，そこでは両岸の和泉層群が分離したような状況が確認できる（写真 3.4.3.2）。孫十郎谷よりも南の地塊は重力性変動を起こし，南方へ移動している可能性がある。この谷の谷底や側壁に大規模な破碎帯や断層粘土は認められない。



写真 3.4.3.1 孫十郎谷中腹の大断崖  
大規模破碎帯は認められない。



写真 3.4.3.2 孫十郎谷上流の凹地の様子（上）と、凹地底の和泉層群露頭（下）  
谷に沿って凹地が直線的に延びている。断層（小断層）、破碎帯、粘土は認められない。

## 3.4.4 三野地域の低角度断層の特徴

三野地域で露頭観察された和泉層群と土柱層の地質境界をなす低角度断層に認められた主な特徴をまとめると、次のとおりである。

- (1) 低角度断層下盤の土柱層のうち、シルト層、細砂層など細粒分からなる層には、層面断層が発達する。その発達は断層面から約 50m の範囲で生じている。
- (2) 低角度断層面から 5～10m 以内の範囲では、北フェルゲンツのドラッグ褶曲が発達している。
- (3) 低角度断層に沿って、しばしば白色粘土が挟在されている。
- (4) 低角度断層上盤の和泉層群は破碎しているが、岩体中に開口亀裂は認められない。破碎岩体に対応する地すべり地形は存在しない。(ただし岡田典久ほか(1999)による太刀野地区の地すべり範囲は除く。)
- (5) 低角度断層上盤の和泉層群はしばしば土柱層に不整合に覆われている。この土柱層は概ね水平な構造を有し、また礫の配列は乱れていない。すなわち、堆積時の構造を保存している。
- (6) 北に傾斜する断層面には北西方向へプランジする条線が確認される。

## 3.5 低角度断層の発達に関する考察

## 3.5.1 低角度断層に関する観察事実の総括

加藤・横山（2011）に基づいて 3.4 節で述べた三野地域における調査結果と、中野らの美馬地域における調査（中野ほか，2001，2009；中野・横山，2002）によって明らかになった現象（3.2.2 項でレビュー）をまとめると以下ようになる。

## a) 三野地域，美馬地域※に共通して発生している現象

- 現象① 低角度断層下盤の土柱層のうち，シルト層，細砂層など細粒分からなる層には，層面断層が発達する。
- 現象② 低角度断層上盤の和泉層群は破碎しているが，岩体中に開口亀裂は認められない。破碎岩体に対応する地すべり地形は認められない。（破碎が地すべりによるものではないことを示唆）
- 現象③ 低角度断層の上盤の和泉層群はしばしば土柱層に不整合に覆われている。この土柱層は概ね水平な構造を有し，また礫の配列は乱れていない。
- 現象④ 北に傾斜する断層面には北西方向へプランジする条線が確認される。

## b) 三野地域に発生している現象

- 現象⑤ 低角度断層面の近傍では，下盤の土柱層にドラッグ褶曲が発達している。
- 現象⑥ 低角度断層面に沿って，しばしば白色の細粒物質が挟在されている。

## c) 美馬地域※に発生している現象

- 現象⑦ 低角度断層面は土柱層のシルト層（まれに細砂層）に沿って水平～低角度に延びる部分と，礫層を高角度に横切る部分が繰り返されている。
- 現象⑧ 断層面がシルト層に沿って延びている部分では，そのシルト層の内部に層理に平行な剪断面が発達している。
- 現象⑨ 断層面が礫層を高角度で横切る部分では，断層面に沿って土柱層の白色シルトが引きずられている部分がある。

※上記のうち美馬地域のデータは中野ほか（2001，2009），中野・横山，（2002）に基づく。

上記のうち三野地域でみられる現象⑥に関して，露頭条件の制約から白色細粒物質の起源を解明することができなかった。しかしこれが熱水脈起源でないことを，本研究において X 線回折分析から明らかにしている（第 5 章 5.4.6 で解説）。これは美馬地域の現象⑨でみられる白色シルトと同起源のものである可能性がある。また現象⑧のシルト層内の剪断面は，現象①の層面断層と同一のものとみられる。

このように三野・美馬両地域では，低角度断層に関係した共通の現象が認められ，両地域では同じ機構で低角度断層が発達したものと考えられる。

## 3.5.2 低角度断層の運動センスの解析

ここでは、芝生衝上および中上露頭の低角度断層面で確認された条線が示す運動センスについて解析する。

## (1) 芝生衝上

三野地域の芝生衝上（図 3.4.1.1 の Loc.3）では北側の和泉層群が南側の土柱層に低角度で乗り上げており、境界断層面の走向・傾斜は **N55~70°E, 28~36°N** である。そしてこの境界面の粘土には **NW45°** の方向へ **12°** でプランジする条線が確認される（加藤ほか, 2009）。本地域の中央構造線活断層系の主要断層と考えられている三野断層は、芝生衝上の約 50m 北側を走っている。同地点における三野断層の地表線の走向は概ね **N65° E** である。

ここで、条線が示す断層面の運動方向のベクトルを考える。芝生衝上の断層面の走向・傾斜を **N65° E, 30° N** と設定する。走向を **N65° E** としたのは、三野断層の走向と一致させることで検討を単純化させるためである。

断層面の走向に平行な水平変位量を **X**、断層面の傾斜方向の傾斜変位量を **Y** とすると、

$$\tan 20^\circ = X/Y \quad \dots \quad (\text{式 3.5.2.1})$$

$\tan 20^\circ = 0.364$  なので、

$$X : Y = 0.364 : 1 = 1 : 2.7473$$

となる。すなわち、衝上断層が条線の示す方向に運動する場合、断層面の傾斜方向の変位成分は走向方向の変位成分の約 2.7 倍となる。

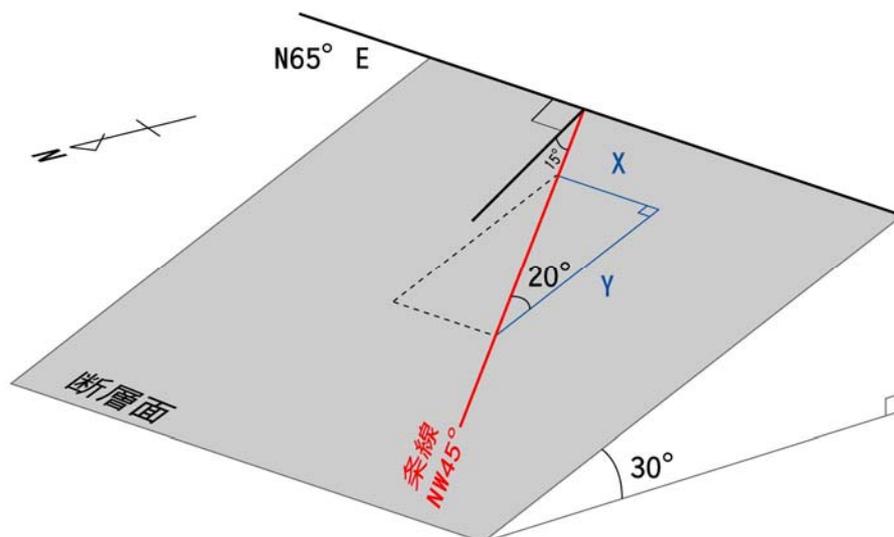


図 3.5.2.1 芝生衝上の条線による運動解析図

## (2) 中上地区

美馬地域の中上露頭（図 3.5.1.3 の A 地点）では，北側の和泉層群が南側の土柱層に低角度で乗り上げている（中野ほか，2001，2009；中野・横山，2002）。中野ほか（2001）のデータによれば，断層面の走向は EW～N70°E，傾斜は 20°～30°N である。そして条線は N～NW 40°の方向に，約 10°～30°でプランジしている。

このデータを使用し，前述の芝生衝上と同様の方法で，条線が示す断層面の運動方向のベクトルを考える。衝上断層の断層面の走向・傾斜を EW，25° N と設定する。走向を EW としたのは，すぐ北方を走る三野断層の走向と一致させることで検討を単純化させるためである。条線については，測定データの平均から，方向を NW15°，プランジを 20° と設定する。

断層面の走向に平行な水平変位量を X，断層面の傾斜方向の傾斜変位量を Y とすると，

$$\tan 15^\circ = X/Y \quad \dots \quad (\text{式 3.5.2.2})$$

$\tan 15^\circ = 0.268$  なので，

$$X : Y = 0.268 : 1 = 1 : 3.7313$$

となる。すなわち，衝上断層が条線の示す方向に運動する場合，断層面の傾斜方向の変位成分は走向方向の変位成分の約 3.7 倍となり，縦ずれ成分が横ずれ成分よりも大きいことを示している。

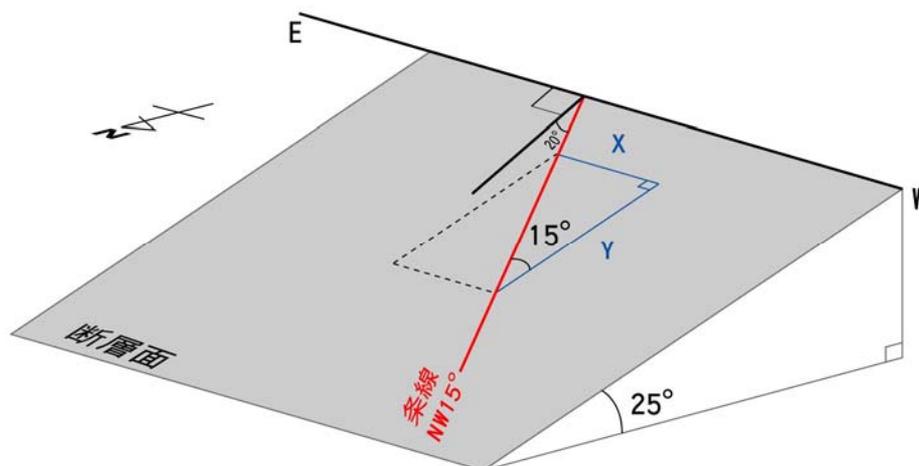


図 3.5.2.2 中上露頭の境界断層面に示された条線による運動解析図  
中野ほか（2001）のデータを引用し検討。

## (3) 条線が示す低角度断層の運動方向

芝生衝上，中上露頭ともに，断層面の条線が示す低角度断層の運動像は横ずれ成分と縦ずれ成分を併せ持っており，そのうち縦ずれ成分が数倍大きい変位量を持つことが示された。

芝生衝上，中上露頭でみられる低角度断層は，地質分布からみても衝上断層であり，条線から右横ずれの変位が示される。これは岡田（1968）などが示す中構造線活断層系の変位センスと一致している。これらの断層は三野断層の地表延長部にあたる衝上断層で，地すべりでないことは明らかである。

## 3.5.3 低角度断層と土柱層の関係

山地—平地境界に沿った活断層の低角度化について、横山（2000，2007）による大阪平野周辺部を対象とした研究がある。これによれば、大阪層群（土柱層に年代が近い）と基盤岩との境界に沿って逆断層が成長していくとき、変形は強度の小さい大阪層群側に集中するため、大阪層群は断層面の引きずりによって形成されるドラッグ褶曲を伴いながら短縮する。一方で、山地側の基盤岩はゆるみ、重力の作用でクリープ化して斜面下方に移動するため、断層面は地表に向かって次第に低角度化すると考えている（次図）。

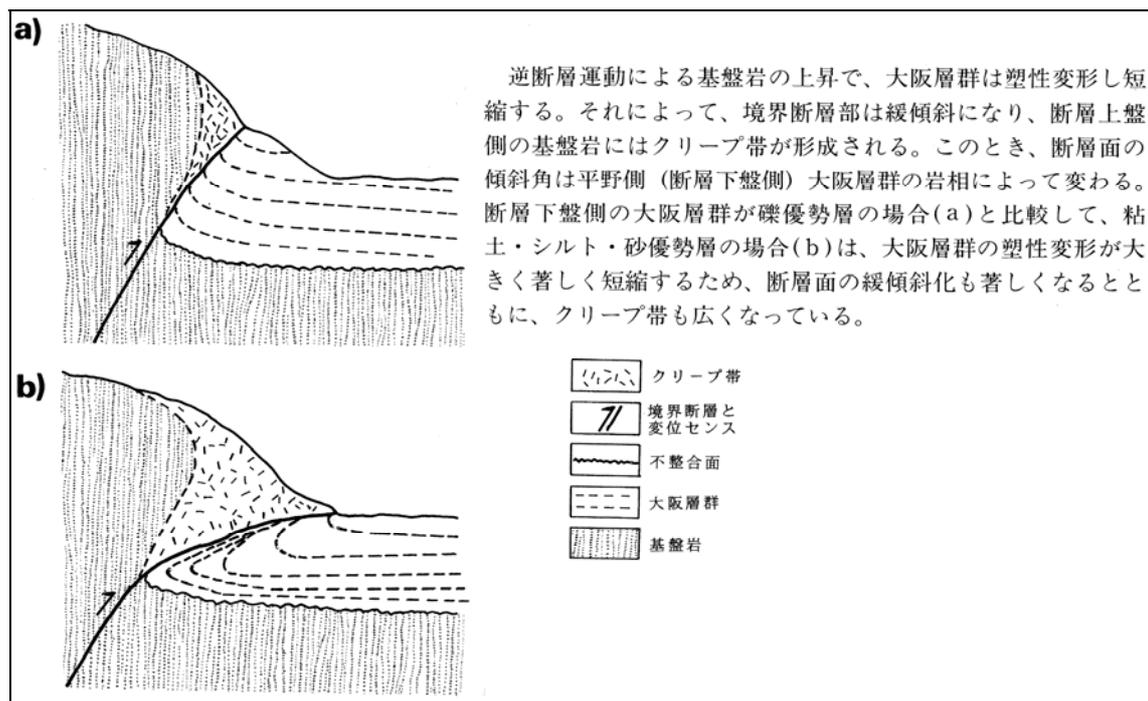


図 3.5.3.1 大阪平野周辺の山地—平地境界断層での模式断面図（横山，2000）

本論で調査した芝生衝上では、上記の大阪層群の例と同様に境界断層近傍の土柱層にはドラッグ褶曲が生じていることから、これが断層の低角度化に伴われて形成したものであり、大阪層群の事例の短縮に相当する変形であることが考えられる。ただし本研究で確認されたドラッグ褶曲は、境界断層から数 m の範囲にその発達が限られている。三野・美馬両地域における衝上断層の広がりや傾斜を考えると、ドラッグ褶曲以外にも断層低角度化の要因が考えられる。

荒川地区（荒川衝上；図 3.5.1.3 の C 地点）では、低角度断層から数十 m の範囲内において、土柱層中のシルト・砂層中に層面断層が発達し、低角度断層面は層面断層に沿って発達している様子が確認されている（第 5 章で後述）。三野地域（芝生衝上等）では土柱層中の層面断層の発達のみ確認され、低角度断層面と層面断層の関係については見出されなかったが、荒川地域と同様に層面断層に沿って断層面が発達した可能性は十分に考えられる。

大阪層群には層状破碎帯と呼ばれる低角度の断層破碎帯が、断層から平野側 1.5～2km の区間をわたって層理面に沿って発達している。そしてこの層状破碎帯は基盤中の断層に連続する逆断層であることが、いくつかの地点で確認されている（横山，2000）。本研究地域にみられる土柱層中の層面断層はこの層状破碎帯に相当するものと考えられ、この断層に沿って上盤（和泉層群）が土柱層上を長

距離移動したために、大規模な低角度断層が形成されたと考えられる。いずれにせよ、強度の小さい低地側の堆積物の変形に伴い断層が低角度化する機構については、大阪平野の例、と変わらないと考えている。すなわち、土柱層の変形に伴い山地側の和泉層群がゆるみ、重力の作用でクリープ化して斜面下方に移動するため、断層面は地表に向かって次第に低角度化する。

中央構造線活断層系において、低角度断層が土柱層の分布と密接であるのはこのことの現れである。換言すれば、和泉層群の内部や和泉層群と三波川結晶片岩の境界、すなわち堅硬な岩盤の内部を断層が通過する場合よりも、岩盤と未固結堆積物が接する箇所の方が、低角度断層が発達しやすいものと予想される。

芝生衝上の下位の土柱層に発達する逆向き断層（写真 3.4.2.6）は、スラストに特徴的に伴われるとされるバックスラストの可能性もある。さらに、ほぼ平行な2枚のバックスラストに挟まれて、その間には礫の配列の乱れた地層が貫入しているように見えることから、花卉構造（Woodcock and Fischer, 1986）も伴っている可能性がある。

### 3.5.4 地表付近の地質境界断層の形態

前述までのとおり、三野地域、美馬地域ともに、和泉層群が土柱層に衝上する低角度断層が広い範囲で確認されている。芝生衝上（図 3.5.2.1）、中上露頭（図 3.5.2.2）ともに、断層の上盤が相対的に右横ずれしながら SE 方向へ移動したことを示している。これらの結果は、低角度断層が中央構造線活断層系の衝上断層として運動していることを示す。

美馬地域の中野谷川西地すべりの範囲を除く荒川低角度断層（図 3.5.1.2）と、三野地域の芝生衝上北方の土取場跡（図 3.4.1.1 の Loc.2）や河内谷川西岸では、N-NNW 方向への傾斜を示す低角度の地質境界断層が断続的に確認されている。以上の各箇所では、いずれも北方の山地斜面に明瞭な地すべり地形が確認されておらず（水野ほか，1993；清水ほか，2006a,b），また低角度断層上盤の和泉層群には開口クラックの発達がほとんど認められない。さらに、低角度断層上盤の和泉層群を不整合に覆う上盤土柱層はほぼ水平な構造を示し、乱れていない。すなわち、上盤土柱層は堆積時の形態を残している。このことから、ここまでに記載を行ってきた低角度断層は、地すべりや破碎物質が「斜面下方に流下」したことにより形成したもの（岡田，1973b）、あるいは *gravitational spreading*（須鎗・阿子島，1977）によるもの、すなわち元来は高角度断層として地表に到達していた断層面が後成的に低角度化した（または倒れた）ものではないことは明白である。

低角度断層の形成条件に関して、三野断層と池田断層という 2 つの断層の接続点（セグメント境界）とされている三野地域を例に考える。ここでは図 3.5.4.2 に示されるとおり、断層の走向方向に対して、互いの配列がややずれるような屈曲した配置関係をもっている（水野ほか，1993，後藤ほか，1999）。この両断層の断層運動は、低角度断層の形成にどのように関係しているのだろうか。

中央構造線活断層系は右横ずれの断層運動をしていること、そして三野断層と池田断層の上述のような配置から、両者の関係を示すひとつのモデルとしてオーバーステップ（狩野・村田，1998）が考えられる。ただし、それぞれの断層の直線部分を見ると、互いに重なりはなく、やや離れている。これでは、三野断層と池田断層の間の領域に圧縮の応力場を形成することは難しいかもしれない。一方で既往の都市圏活断層分布図（後藤ほか，1999）によれば、三野断層は河内谷川を挟む格好で反時計回りに S 字状に屈曲しているようなトレースで描かれており、その延長は池田断層に連続する可能性をもってトレースされている（図 3.5.4.1）。三野断層と池田断層との間にセグメント境界はなく、連続する三野-池田断層が屈曲しているとする、この屈曲の形式は拘束性屈曲（狩野・村田，1998：図 3.5.4.3）を示し、屈曲部周辺に斜め短縮の応力場を形成しうる、衝上断層群が形成されることと矛盾しない。

美馬地域は三野地域に比べて断層の屈曲は明瞭ではないが、高瀬谷川から鍋倉谷川にかけての区間では三野断層が反時計回りに S 字状に屈曲し、東北東-西南西方向に偏向しているように見える（図 3.5.4.2）。ここでもやはり、活断層の屈曲が圧縮場を形成している可能性が考えられる。

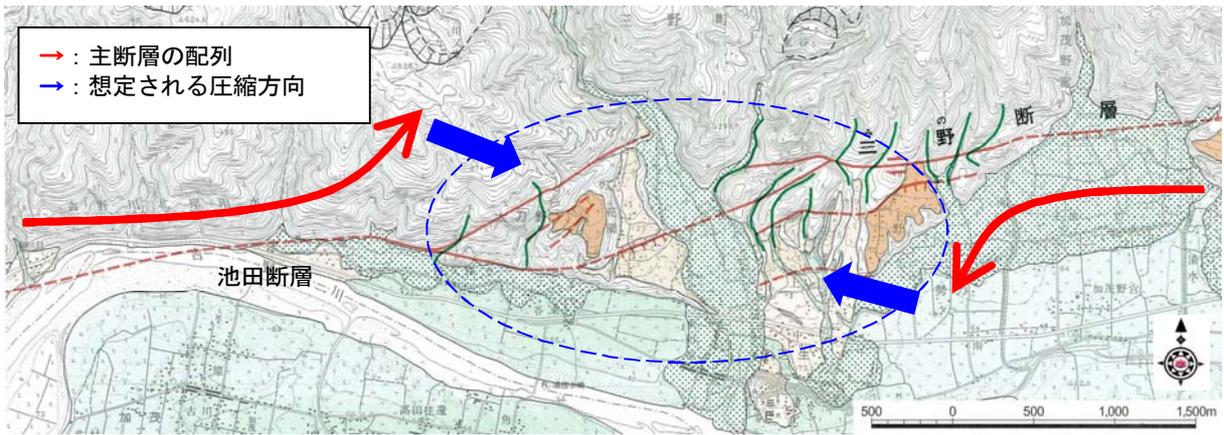


図 3.5.4.1 三野地域（三野断層～池田断層接続部）における活断層の分布と圧縮領域  
都市圏活断層図「池田」（後藤ほか，1999）に加筆。

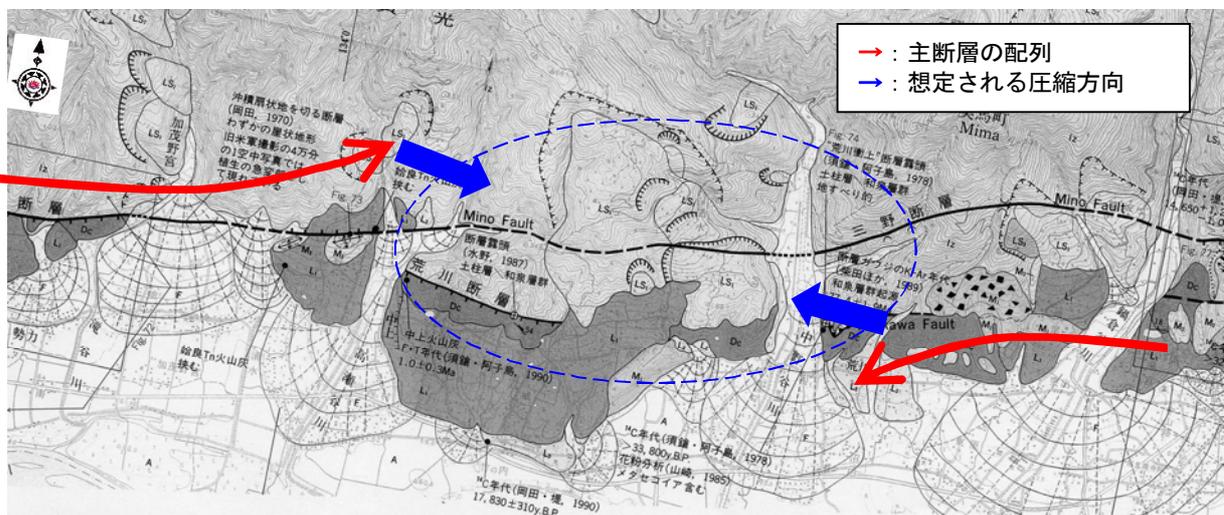


図 3.5.4.2 荒川地区における活断層の分布と圧縮領域  
中央構造線ストリップマップ（水野ほか，1993）に加筆。

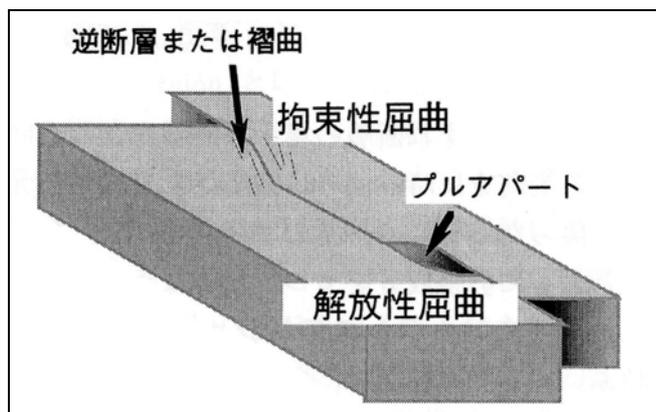


図 3.5.4.3 横ずれ断層に伴う拘束性屈曲と解放性屈曲（狩野・村田，1998）  
左横ずれ断層の場合の例である。

## 3.5.5 低角度断層の成因

前述までの検討により、三野地域および美馬地域では、以下の状態の発生が考えられる。

**低角度断層発達地帯における地質的状况**

- ① 中央構造線活断層系に沿う断層運動には、右横ずれ成分に加え、北側上がりの鉛直成分が存在している（岡田，1970，1973b）。
- ② 屈曲した活断層の配列により、そこでは横ずれ断層運動時に応力的に拘束された状態が引き起こされ、断層に沿って斜め短縮の応力場が形成されている（図 3.5.4.1，図 3.5.4.2）。
- ③ 和泉層群と土柱層の境界断層では、両地層の間の強度差が大きいので、相対的に強度の小さい土柱層が一方的に変形・短縮されている。

これらの状況から、中上露頭において中野ほか（2009）などが指摘したとおり（図 3.2.2.5）、活断層のうち和泉層群と土柱層が接する箇所において、境界断層は地下深部から地表に向かって次第に低角度になりながら、和泉層群が土柱層に衝上していく現象が想定される（図 3.5.5.1）。なおこのような圧縮応力場では、横ずれ運動成分よりも低角度衝上が促進される可能性が高い。

**讃岐山脈における低角度断層の発生条件**

- 1. 右横ずれ断層運動に伴う拘束性屈曲による圧縮応力  
（北側上がりの鉛直成分も後押しする）**
- 2. 山地側の和泉層群と平地側の未固結堆積物の断層接触**

三野地域・河内谷川西岸の太刀野地区に発達する低角度断層は、孫十郎谷および北谷に沿う NE-SW 性の分岐断層（図 3.4.1.1）の深部付近をとおり、断層の南（西）側に広がる土柱層を変形させながら地表に達したものと考えられる。またこれと同様に、芝生衝上をはじめとする芝生地区の低角度断層（図 3.4.1.1，Loc.2 および Loc.3）はその北側を通過する三野断層の深部をとおり、衝上断層としてその南方に達した可能性が高い。

三野地域東端の勢力地区にみられる低角度断層は、上記の屈曲部からやや外れて位置している（図 3.4.1.1）。池田断層－三野断層間の拘束性屈曲による圧縮力がここまで及んでいるかどうかは不明であるが、ここでの三野断層は図 3.4.1.1 の Loc.1 の東方で反時計まわりにわずかに屈曲しているようにみえることから、局所的な範囲で圧縮力が働き、低角度断層の発達が促された可能性がある。この地域の断層北側の斜面を構成する和泉層群には開口を伴う亀裂の発達は認められず、地すべりの発生による低角度断層の形成は想定できない。美馬地域の荒川低角度断層についても、中野ほか（2009）は、地下で三野断層から分岐し、断層の南（西）側に広がる土柱層を変形させながら衝上断層として地表に達したものと考えている。

以上の結果を総括し、得られた低角度断層発達モデルが次図である。低角度断層の活動時期は、それが繋がっている高角度断層のそれと同じと考えるのが合理的である。低角度断層の活動時期については検討を要する。

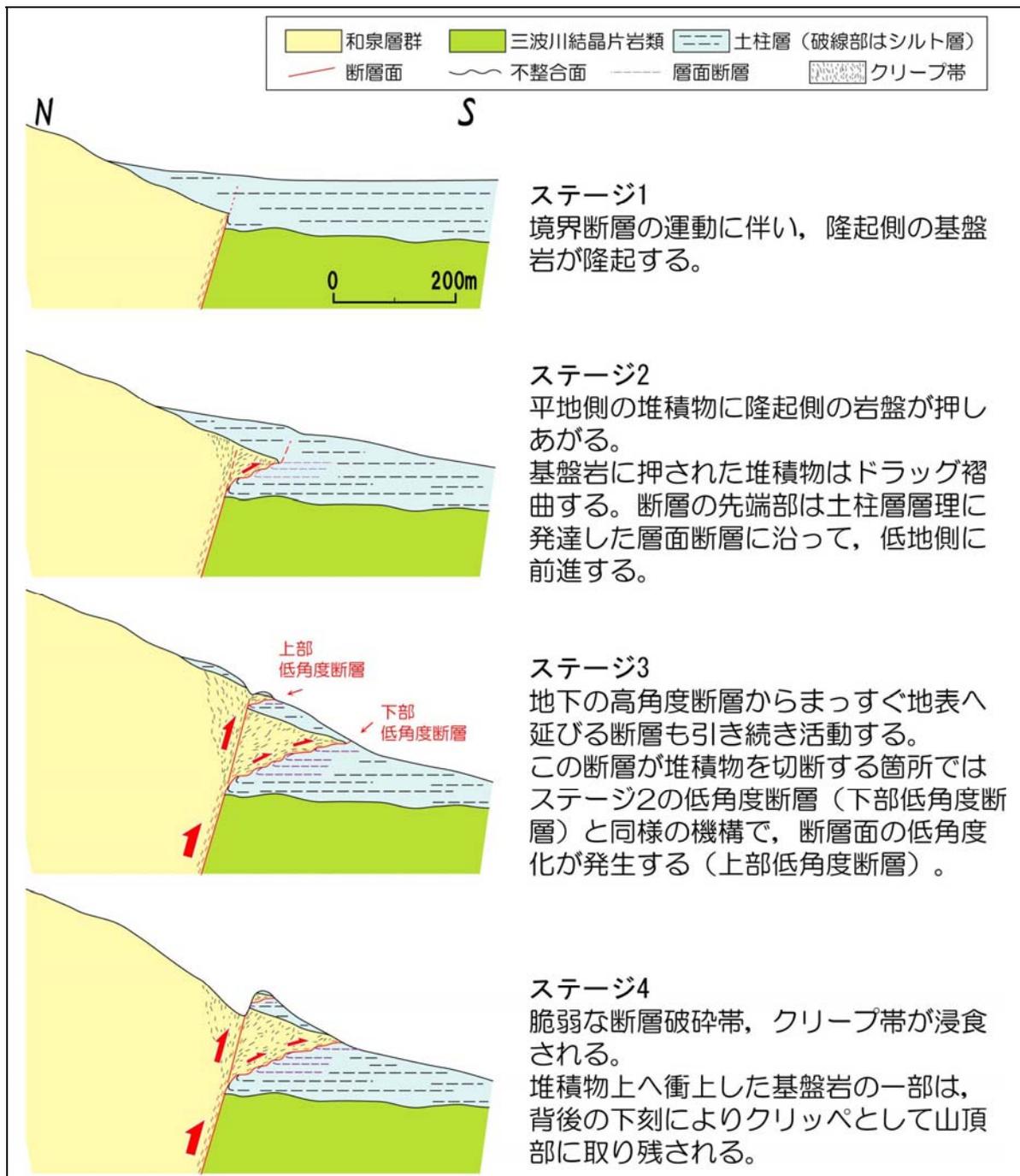


図 3.5.5.1 四国東部における中央構造線低角度断層の発達モデル  
中上露頭における中野ほか (2009) の概念に基づき作図。

## 3.6 第3章のまとめ

徳島県三好市の三野地域、および徳島県美馬市の美馬地域において、中央構造線活断層系に沿って出現する低角度断層および周辺地盤の構造・形態を検討した。本章で述べた内容をまとめると、次のとおりとなる。

- (1) 三野地域の芝生衝上、美馬地域の中上露頭（中野ほか、2001）や荒川衝上など、広い範囲で低角度の地質境界断層が断続的に発達している。
- (2) 本地域における低角度の地質境界断層は岡田（1973b）や水野ほか（1993）が示唆するような、高角度断層が二次的に低角度化したもの、あるいは山崩れや地すべりにより形成されたものではない。その理由は、特定の地すべり範囲を除き、上盤の和泉層群には重力性斜面移動に特有の開口亀裂の発達が認められないほか、その上位を覆う上盤土柱層の水平な構造が乱れていないためである。
- (3) 三野地域にみられる池田断層－三野断層の接合部では、拘束性屈曲による顕著な圧縮領域が形成されている。ここでは中央構造線活断層系の右横ずれ断層運動に伴い、圧縮応力が作用している。美馬地域では不明瞭ながら圧縮領域が形成されている可能性がある。
- (4) 本地域の低角度断層は和泉層群－土柱層の地質境界部で限定的に確認され、低角度断層下盤に分布する土柱層は一方的に変形・短縮している。これは、中央構造線の断層運動に伴う北側隆起成分により山地側から圧迫を受けることに加え、拘束性屈曲による圧縮応力を受けることにより、和泉層群に比べて相対的に強度の小さい土柱層の内部で生じた現象である。
- (5) 地質境界断層よりも低地側の土柱層の変形・短縮に伴い、地質境界断層は低地側に押し寄せていく。水平な構造を有する土柱層に初生的に存在する弱層（シルト層）に沿って層面断層が発生し、境界断層上盤の和泉層群が谷向きに押し出すことにより、低角度の地質境界断層が形成され、衝上断層が発達するモデルが考えられる。

## 第3章の引用文献

- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹波俊二・小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活断層図「池田」. 国土地理院技術資料, 日本地図センター.
- 狩野謙一・村田明広 (1998) : 構造地質学, 朝倉書店, 東京, 298p.
- 加藤弘徳・中野 浩・横山俊治 (2007) : 四国東部中央構造線活断層系の荒川低角度断層の構造と活動様式, 日本応用地質学会中国四国支部平成 19 年度研究発表会発表論文集, pp.53-58.
- 加藤弘徳・中野 浩・横山俊治(2009) : 中央構造線活断層系芝生衝上と下盤土柱層の変形構造, 日本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, pp.11-16.
- 加藤弘徳・横山俊治 (2011) : 中央構造線活断層系”三野一池田断層”の拘束性屈曲と衝上断層群, 日本応用地質学会中国四国支部平成 23 年度研究発表会発表論文集, pp.9-14.
- 狩野謙一・村田明広 (1998) : 構造地質学, 朝倉書店, 東京, 298p.
- 榎本五郎・中川 典・中野光雄 (1969) : 徳島県美馬郡内の“中央構造線”, 地理科学, Vol.11, pp.31-38.
- 水野清秀 (1987) : 四国及び淡路島の中央構造線沿いに分布する鮮新・更新統について (予報), 地質調査所月報, Vol.38, No.4, pp.171-190.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) : 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ解説書, 構造図(8), 地質調査所, 63p.
- 中川 典・中野光雄 (1964a) : 讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”, 地質学雑誌, Vol.70, No.821, 52-58.
- 中野 浩 (2002) : 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層に見られる地表付近の構造 美馬町中上北部地域の例, 高知大学理学部卒業論文, pp.111.
- 中野 浩・加藤弘徳・横山俊治 (2009) : 掘削で出現した徳島県美馬市の中上衝上の断層構造, 日本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, pp.65-70.
- 中野 浩・倉橋征示・横山俊治 (2001) : 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造, 平成 13 年度研究発表会発表論文集, 日本応用地質学会, 中国四国支部, pp.13-19.
- 中野 浩・横山俊治 (2002) : 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造, 第 41 回日本地すべり学会研究発表会地すべり 2002 講演集, pp.437-438.
- 岡田篤正 (1968) : 阿波池田付近の中央構造線の新規断層運動, 第四紀研究, Vol.7, No.1, pp.15-26.
- 岡田篤正 (1970) : 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, Vol.43, pp.1-21.
- 岡田篤正 (1973b) : 中央構造線の第四紀断層運動について, 中央構造線, 東海大学出版会, pp.46-89.
- 岡田篤正・長谷川修一 (1991) : 中央構造線のネオテクトニクス, 日本地質学会第 98 年学術大会見学旅行案内書, pp.195-214.
- 岡田典久・福岡 賢・上野将司・橋野直二 (1999) : 切土施工中に中央構造線の断層粘土で発生した地すべり動態と対策, 愛媛大学創立 50 周年記念シンポジウム論文集「斜面崩壊と地すべりの諸問題」, pp.141-146.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2006a) : 地すべり地形分布図池田, 独立行政法人 防災科学技術研究所 研究資料, No.291.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2006b) : 地すべり地形分布図脇町, 独立行政法人 防災科学技術研究所 研究資料, No.297.
- Suyari, K. and Akojima, I. (1980): Neotectonic movement of Median Tectonic Line in eastern

Shikoku. The Memoirs of Geological Society of Japan, No.18, pp.109-128.

須鎗和巳・阿子島 功 (1977) : 吉野川沿岸のネオテクトニクスの諸問題, MTL, No.2, pp.17-27.

須鎗和巳・阿子島 功 (1978) : 吉野川流域の中央構造線活断層系の第四紀後期の変位量, MTL, No.3, pp.37-42.

須鎗和巳・岩崎正夫・鈴木堯士 (1991) : 日本の地質 8 四国地方, 共立出版, 266p.

Woodcock, N. H. and Fisher, M., (1986): Strike-slip duplexes. J. Struct. Geol. Vol.8, pp.725-735.

横山俊治 (2000) : 大阪平野周辺の境界断層, 日本応用地質学会編「山地の地形工学」, pp.93-94.

横山俊治 (2007) : 山地－平地境界逆断層の断層運動と地すべり変動－近畿地方の大阪平野周辺地域の例－, 日本地すべり学会誌, Vol.44, No.4, pp.10-17.

## 第 4 章

低角度断層と地すべり発達に関する検討

—徳島県三好市，池田断層と井ノ久保地すべりの例—

## 第4章 低角度断層と地すべり発達に関する検討

## 一徳島県三好市，池田断層と井ノ久保地すべりの例一

## 4.1 導入

【第3章】では四国東部の三野・美馬地域を例として，和泉層群と土柱層が低角度で接する断層が中央構造線の衝上断層であることを述べた。これは低地側に分布する未～半固結堆積物（土柱層）が変形することにより，山地側に分布する岩盤（和泉層群）がゆるみ斜面下方に移動するため，断層面は地表に向かって次第に低角度化することにより形成したものである。この現象は，中央構造線沿いの他の地域でも条件が合致すれば発生するものと考えられる。本章では，この現象が活断層沿いの地域に発達する地すべりに大きな影響を与えていることについて議論を行う。

四国東部の徳島県域では，白亜系の和泉層群が領家帯の岩石を不整合で覆っているために，中央構造線活断層系は和泉層群からなる讃岐山脈南縁およびその南麓を通過している。図4.1.1には水野ほか（1993）に示されている中央構造線活断層系の地表トレースを落としてあるが，それは一般にENE-WSW方向に直線的に伸びている。

主に地形から判読される事実と，多くの局所的な断層露頭や変動微地形の観察に基づき，中央構造線活断層系は広域に渡って断層面の傾斜が $60^\circ$ 以上の高角度断層であると考えられている（岡田，1968，1973など）。しかし，これまでも述べているように断層面の傾斜が $45^\circ$ 以下という低角度断層の存在も知られている（中川・中野，1964a, b；須鎗・阿子島，1977など）。図4.1.1にはそれら低角度断層の位置を明記した。水野ほか（1993）の中央構造線活断層系ストリップマップには，上記のような低角度断層に対して「地すべりの」という曖昧な注釈が付けられている。この「地すべりの」という表現は，低角度断層問題が解決していないことを意味している。

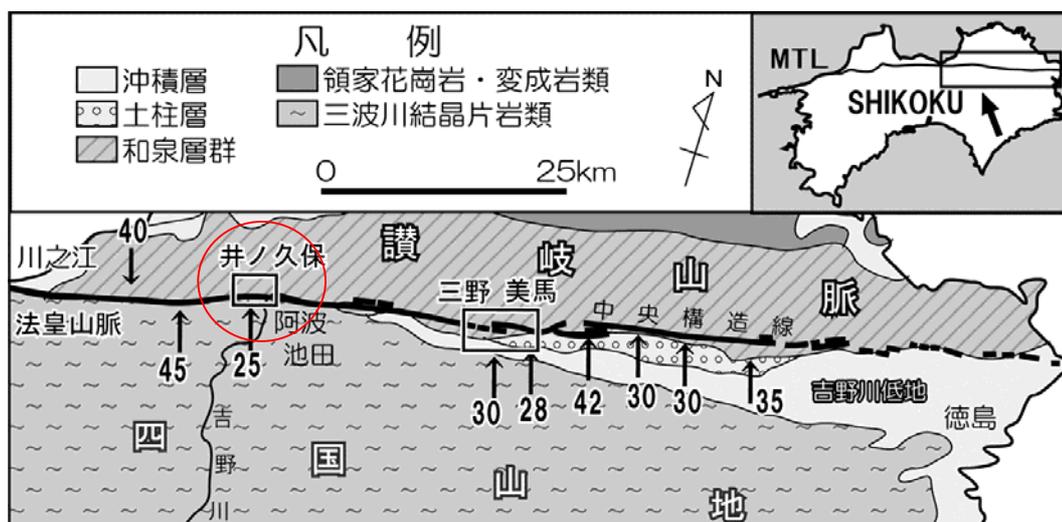


図 4.1.1 中央構造線沿いの低角度断層露頭の位置（水野ほか，1993）と調査地（○部）  
矢印は低角度断層の位置と傾斜方向，数値はその傾斜角度を示す。

調査地域の徳島県三好市池田町西部の井ノ久保地区およびその周辺には、池田断層と命名されている高角度断層（岡田，1968）と、白地衝上と命名されている低角度断層（中川・中野，1964b；中川，1965）が知られている。このように当地区でも中央構造線活断層系が高角度断層であるか低角度断層であるかが議論され、さらに破碎された和泉層群が断層運動によるものか地すべり変動によるものかということも議論になった。これまでの議論を整理すると、次の通りである。

中川・中野（1964b）は、井ノ久保東方の吉野川西岸斜面において「北方の和泉層群が、下部礫層の上に衝上する」として、この断層を白地衝上と命名した。論文には小縮尺の地質図と、吉野川左岸沿いの風景写真に白地衝上の位置をトレースしたものが掲載されている（図 4.1.2）。ただし、断層露頭の写真やスケッチ、断層破碎帯の記載はない。そこより 300m 西方の馬谷川東岸斜面では、「青色粘土をとともう下部礫層の上に、和泉層群が衝上する。この新規の“中央構造線”の破碎帯の走向傾斜は  $N85^{\circ} E, 25^{\circ} N$  である」としている。

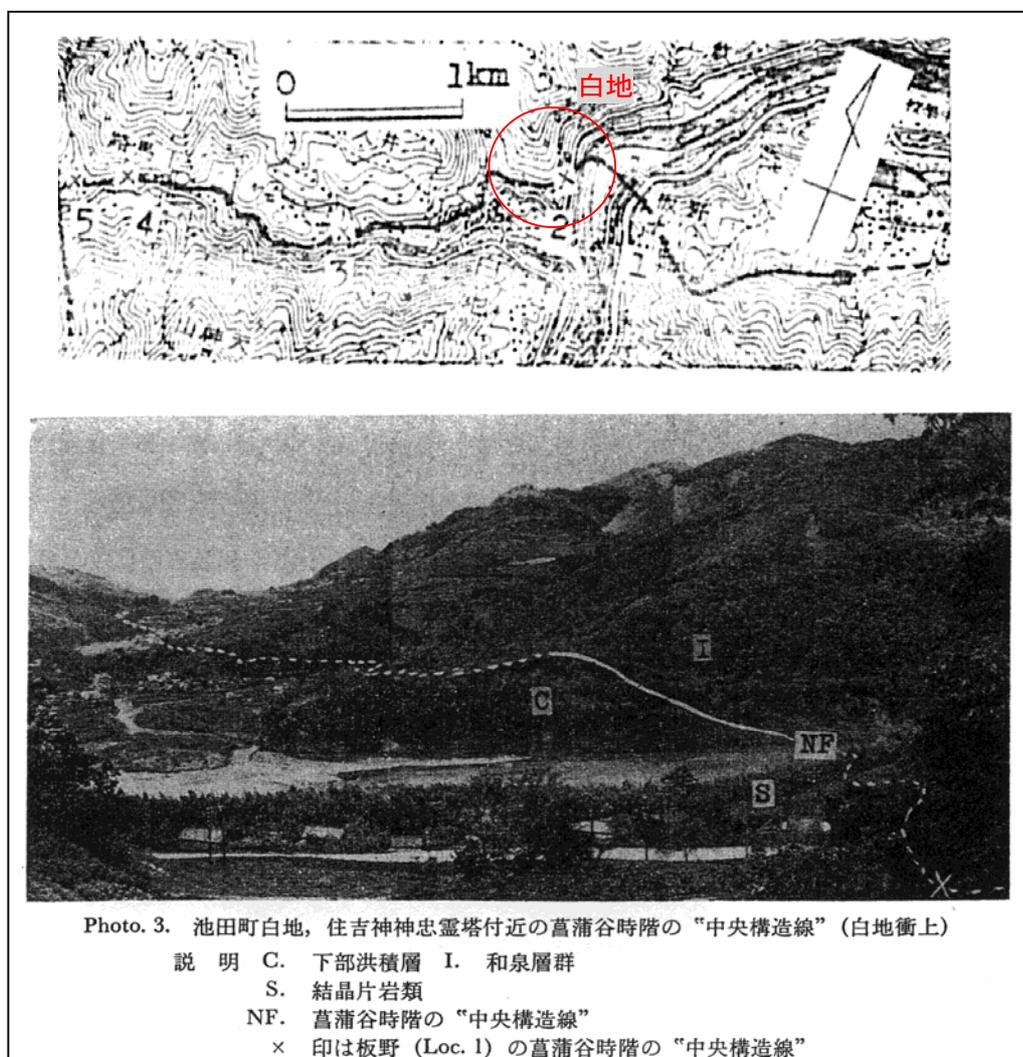


図 4.1.2 中川・中野らによる白地衝上の概要（中川・中野，1964b；中川，1965 を抜粋）  
上図の「×」印が彼らの言う白地衝上の位置である。

これに対して岡田（1968）は、中川・中野（1964b）の白地衝上について、「低位段丘礫層と北側の和泉層群とは断層関係にあるらしいが、両者の接触面そのものは確認できない。岩体の露出状態からみて、北傾斜のかなり高角度の逆断層（ $60\sim 80^\circ$  N）と推定」している（図 5.1.3）。馬谷川東岸斜面についても、「段丘礫層と和泉層群断層粘土とは断層関係にあるが、両者の接する断層面そのものは観察できない。岩体の露出状態から判断すると、断層面はかなり高角度らしい」と記述している。これらの結果、岡田（1968）は白地衝上の存在を否定しているが、地層分布を示すルートマップは示されていない。

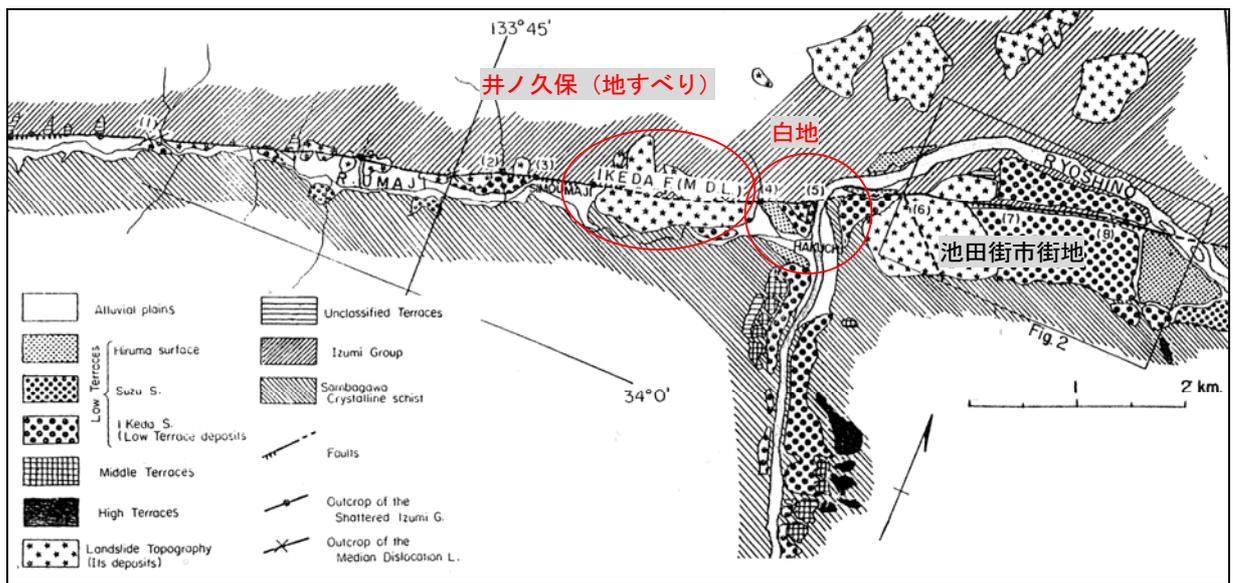


図 4.1.3 岡田（1968）による中央構造線（活断層系）の位置（岡田（1968）に加筆・調整）

またこの地域について、須鎗・阿子島（1977）は中川・中野（1964b）とほぼ同じ位置に低角度断層が通過すると考え、平面図（図 4.1.4）に図示している。その中で彼らは、「結晶片岩・砂岩の円礫を含む」礫層を「中位段丘礫層」とした上で、吉野川西岸の白地衝上では「中位段丘礫層上に和泉層群が低角度で衝上しており、両者の間に黒色断層粘土が露出」するとした。また馬谷東岸斜面で、「厚さ 12m の礫層（中位段丘礫層）上に巾数 m の黒色断層粘土が衝上しており、境界面の方向は  $N75^\circ W, 40^\circ N$  である」としている。

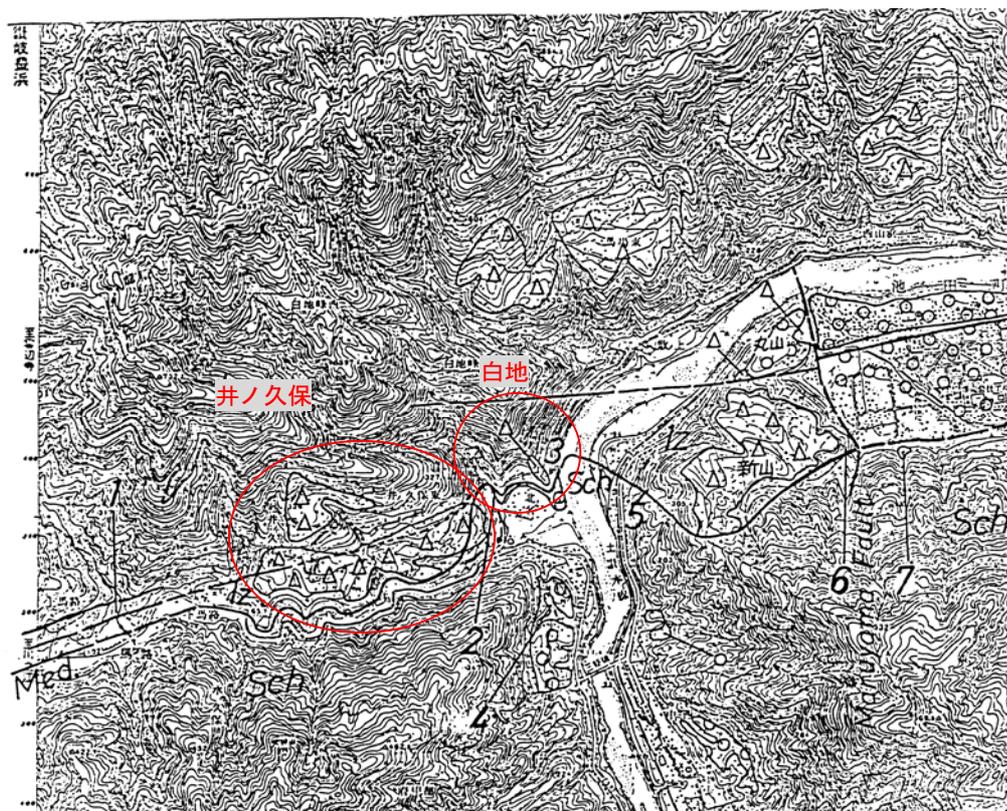


図 4.1.4 須鎗・阿子島による中央構造線の位置（須鎗・阿子島（1977）を調製）

凡例 ○：本流性河床堆積物，△：崩積堆積物

井ノ久保の巨大な地すべり地（井ノ久保地すべり，岡田，1968；水野ほか，1993）の範囲においても，中央構造線に関して複数の見解が提唱されている。中川・中野（1964b），中野（1965）は，地すべりの末端付近を白地衝上の西方延長が走るとし，平面図上に低角度の断層トレースを図示した（図 4.1.2）。ここでは，三波川帯の結晶片岩類の直上に和泉層群の破碎帯が幅 30m，長さ 50m にわたって露出するとし，「両者の境界は直接観察できないが，（中略）結晶片岩類上に和泉層群が衝上する」としているが，同論文では井ノ久保地すべりについては記述がない。彼らには地すべりに関する認識が無かったのかもしれない。これに対して，岡田（1968）は当地区の和泉層群の破碎帯が「地送り」によるものとして，井ノ久保地すべり末端の衝上断層を否定した（図 4.1.3）。一方，須鎗・阿子島（1977）は中野（1965）を引用した上で，この論文と同位置に低角度断層を図示している（図 4.1.4）。この低角度断層の位置は，中川・中野（1964b）で図示された位置と同一である。須鎗・阿子島（1977）は井ノ久保地すべりの範囲を「崩積堆積物」として平面図（同論文の図 1：図 4.1.4）上に明記しているが，この「崩積堆積物」は岡田（1968）が示す「地送り」と同一のものであるのか，また崩積堆積物と衝上断層の関係がどのようなものかについては記されていない。同論文の図 1 をみる限り，崩積堆積物は和泉層群の斜面表層を覆い，衝上断層は崩積堆積物下位の和泉層群岩体と三波川帯の岩類の境界を通過するように考えているものとみられる。すなわち，崩積堆積物と低角度断層は無関係と考えたように感じられる。

このように、白地衝上およびその延長の存在の有無、および井ノ久保地すべりとの関係については異なる見解が示されており、必ずしも合理的な説明が得られていない。この最大の原因は、当地区の低角度断層を提唱する中川・中野または須鎗・阿子島と、それを否定する岡田が、解釈の根拠となっている観察事項をお互いに確認し合っていないこと、そしてそれらが反証可能な形で記載されていないことにあると思われる。

そこで本章では、井ノ久保地区の詳細な地質図の作成、地形判読を行い、断層および地すべりの分布を再検討した。その結果、和泉層群が土柱層に北から衝上する衝上断層（白地衝上相当）の断層露頭（Kato and Yokoyama, 2014）および井ノ久保地すべりのすべり面露頭を発見した。またボーリング調査でも井ノ久保地すべりのすべり面を確認し、そこに含まれる粘土は中央構造線（和泉層群と三波川結晶片岩の境界断層）に由来する断層粘土と判断されるなどの新知見を得たので、ここにまとめる。さらに、本論文では、これらの新知見に基づき、池田断層・白地衝上・井ノ久保地すべりの分布や形態、3者の構造的関係を考察する。



写真 4.1.1 井ノ久保地すべり全景（2000年，筆者撮影）

## 4.2 本地域の中央構造線（池田断層）に関する従来の見解

### 4.2.1 池田断層の概要

池田断層は徳島県三好市三野町から愛媛県四国中央市に至る全長約 40km の活断層で、中央構造線活断層系を構成する活断層の一つである（岡田, 1970, 1973; 水野ほか, 1993; 後藤ほか, 1999）。中央構造線活断層系は一般に右横ずれ運動成分が卓越し、その断層面は比較的高角度とされる一方で、鉛直運動成分は右横ずれ運動成分の十分の一程度のオーダーとされている（岡田, 1970, 1973）。徳島・愛媛県境の境目峠以東では、中央構造線活断層系よりも北側の和泉層群が隆起し、讃岐山脈が形成されている。三好市西部（旧池田町）を走る池田断層は和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界に一致するとされ（長谷川, 1992b）、それは讃岐山脈の南麓に沿って ENE-WSW の方向に直線的に延びている（岡田, 1968）。

三好市池田町の市街地を池田断層が横切っており、北側の池田上位面と南側の池田下位面に段丘面が切断され低断層崖が形成されている（岡田, 1968）。岡田（1968）は池田断層の変位量について、次のとおり見積もっている。まず、池田下位面に位置する阿波池田電報電話局のボーリング試料から、地表から深度 12m 付近の段丘礫層（上部礫層と下部礫層の境界直下）中より得られた木片の  $^{14}\text{C}$  年代（2.3～2.7 万年）に基づき、深度 20m 付近に存在する段丘礫層下の不整合面の形成年代を約 3 万年と推定した。池田上位面と池田下位面の基底深度（基盤岩上面深度）には少なくとも 40m の比高があるとし、これを 3 万年間の鉛直変位量と認定して平均上下変位速度は北上がり約 1.3mm/yr と求めた。水平変位については、低断層崖が約 200m 右横ずれしていること（同文献の Fig.4-A より、シンヤマおよび丸山の東麓斜面を基準としているものと思われる）を根拠に、池田断層の平均右横ずれ変位速度は約 6.6mm/yr と推定した。

### 4.2.2 断層破碎帯の特徴

池田断層（徳島県三好市三野町～愛媛県四国中央市）の断層破碎帯の特徴について、次の報告がある。

徳島県東みよし町昼間の小川谷川河床では、かつて池田断層の断層露頭が平面的に広く確認された（岡田, 1968）。ここでは黒褐色の和泉層群破碎帯が数百 m 以上にわたって分布し、その南側には縞模様の発達する結晶片岩断層粘土が出現したとされる。両者の境には interfinger 状の差違え構造がみられていた。

長谷川（1992b）は池田断層の破碎帯の一般的な特徴について、「三波川結晶片岩類の破碎帯は 5～10m の幅で露出しているが、80m を越えない。一方、和泉層群の破碎帯は、境界断層付近では黒色粘土質粉碎物質からなり、次第にレンズ状の砂岩塊を含む破碎物質、レンズ状の砂岩泥岩互層に遷移する。黒色粘土質粉碎物質は 10m 以内の幅で、顕著な破碎帯の幅は 50m 以内である。」と記している。

以上の報告より、池田断層沿いの地域では、断層から少なくとも数十 m の範囲には断層の存在を示唆する顕著な破碎帯が出現することが期待される。

### 4.2.3 井ノ久保地区周辺における池田断層の通過位置

馬路川は吉野川の左支川で、徳島・愛媛県境の境目峠から三好市池田町付近まで西流している。馬路川沿岸における池田断層は、大局的にはENE-WSWの方向で同川に沿って延びている。

井ノ久保地区における池田断層の通過位置は、岡田(1968)、水野ほか(1993)、後藤ほか(1999)、後藤・中田(2000)によって、それぞれ図示されている。岡田(1968)のFigure 1(図4.1.3)では、井ノ久保地すべりを直線状に横切る池田断層が小縮尺の地質平面図上に図示されている。その主な通過地点を挙げると以下のとおりで、断層の地表トレースは地形と無関係な直線または緩やかな曲線で描かれている。すなわち、上述のとおり池田断層は高角度の断層面を持つ活断層とみなされている。なお、以下の地点番号は本論において便宜的に付したものである。各地点の位置については図4.2.3.1を参照されたい。

地点①：井ノ久保地すべり西縁を南流する落倉谷が、上流方向を向いて右に約150m屈曲している地点。活断層の認定根拠は明記されていない。

地点②：地点①の東方で、井ノ久保地すべり中腹を東西方向に延びる低崖地形付近。活断層の認定根拠は明記されていない。

地点③：馬谷橋より馬谷川に沿って約200m上流側へ遡った地点。馬谷川西岸斜面の山麓が北方に向けて右屈曲しているように見える。ここは中川・中野(1964b)が白地衝上の西方延長の存在を示唆した場所であるが、前述のとおり岡田(1968)は「岩体の露出状態から判断すると、断層面はかなり高角度」と記述している。ただし、高角度断層の判断根拠となる露頭分布や地形情報等に関して、岡田(1968)には一切の情報が記されていない。

地点④：地点③より約300m東方の吉野川左岸斜面。ここは中川・中野(1964b)により「白地衝上」が指摘された位置である。前述のとおりここでの池田断層について岡田(1968)は「岩体の露出状態からみて、北傾斜のかなり高角度の逆断層(60~80°N)と推定」したが、これについても岩体分布等に関する位置情報が示されていない。

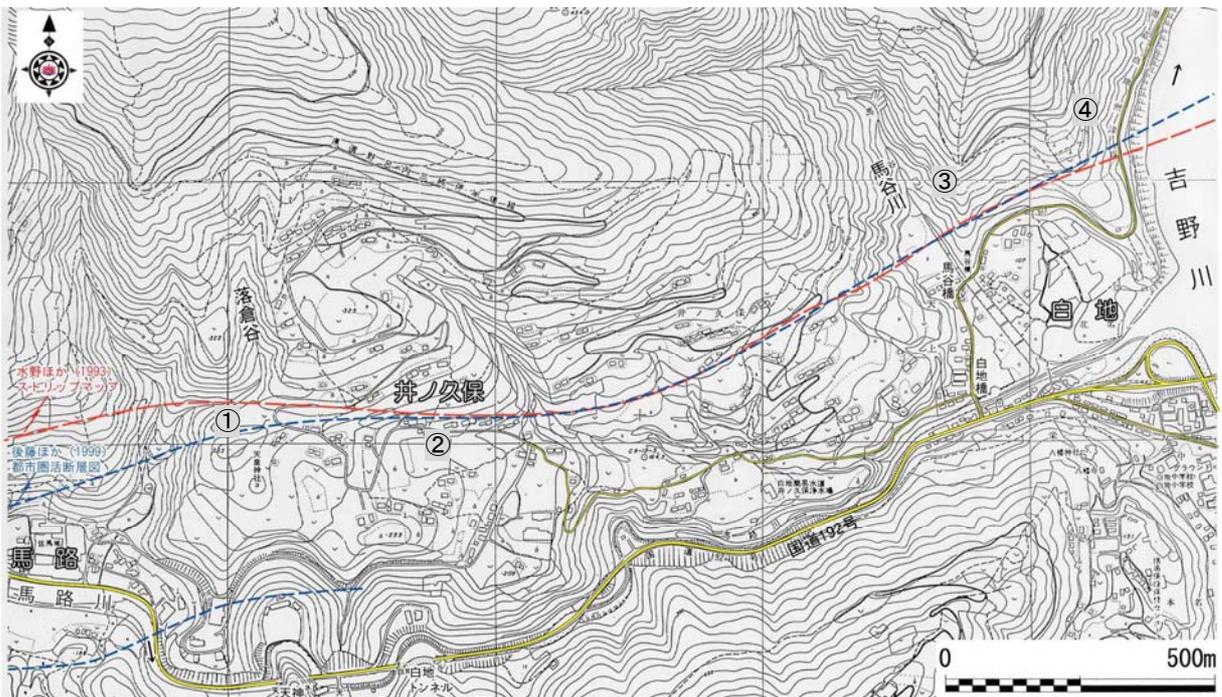


図 4.2.3.1 既往文献（水野ほか，1993；後藤ほか，1999）における活断層の位置  
 (①～④に関する説明は本文中に記述)

以上の地点を結ぶ線を東方へ直線的に延長すると、三好市池田町の市街地を載せた段丘面を2分する有名な低断層崖に至る（図 4.1.3）。

図 4.2.3.1 には、水野ほか（1993）の「中央構造線活断層系ストリップマップ」、および後藤ほか（1999）の「都市圏活断層図」に図示された池田断層の位置を示す。水野ほか（1993）には、地点①～④を全て通る断層トレースが描かれており、細部は若干異なるものの上述の岡田（1968）に倣った位置に池田断層が示されている。ただし、当地区には断層の認定根拠が明示されていない。

後藤ほか（1999）、後藤・中田（2000）は、地点③における谷の屈曲を認定根拠とした上で、地点②～④を通過する地形とは無関係の緩やかな曲線で地表トレースが描かれている。一方で、地点①の落倉谷の屈曲も認定根拠として挙げているが、実際に断層トレースが図中に描かれているのはこの屈曲部の約 40m 南方の地点である（図 4.2.3.1）。すなわち地点①では、落倉谷の屈曲位置と活断層の推定通過位置が一致しない。谷が屈曲する地形と活断層の通過は無関係であることを示しているとみられる。またこの断層とは別系統の断層として、後藤ほか（1999）では天神トンネル北方の馬路川北岸から西に延び、同南岸の山麓部を通過する断層が推定されている。

以上のように研究者や研究時期や解釈の違いによって、池田断層の通過位置の解釈に相違がみられる。

### 4.3 地形・地質概要

#### 4.3.1 地形概要

四国東部には、ENE-WSW に延びる中央構造線に沿って、東に開く狭長な吉野川低地が存在している。この低地の北側には讃岐山脈がそびえ、南側には四国山地が広がっている。四国山地を横断し北流してきた吉野川は、井ノ久保地区東方で讃岐山脈に遮られ流向を東に転じ、吉野川低地を流下する。同地点以西では、徳島・愛媛県境の境目峠を源流とする吉野川支流の馬路川が、中央構造線に沿って東流している。

井ノ久保地すべりは、讃岐山脈の脊梁の一部をなす竜王山（標高 794m）から南東に延びる山脚の末端に位置する。ここでは比高 150m に達する滑落崖が形成され、滑落崖下には標高 150～400m にわたり緩斜面が形成されている。その範囲は東西約 1.5km、南北約 1km にわたる。

井ノ久保地すべりは、東西に延びる馬路川の沖積低地を遮るように北西側から張り出して分布している（図 4.3.1.1）。井ノ久保地すべりよりも西方の馬路川には幅 100～200m の沖積低地が連続的に発達するが、上記のように北岸側から張り出してきた井ノ久保地すべりのために、地すべり西縁で沖積低地が一旦途切れる。ここから河川は狭隘な峡谷をなし、地すべり末端付近を南に北に蛇行しながら東へ流れている。地すべりよりも東側では、再び沖積低地の発達が見られる。

井ノ久保付近の馬路川の左岸には、河床から約 20m の比高を持つ段丘が局所的に発達している。段丘について、岡田（1968）は低位段丘、水野ほか（1993）は後期更新世の中位段丘、後藤ほか（1999）は数十万年前の上位段丘としており、段丘面の区分に関する命名や見解は一致していない。本論ではこの地形について、形成時代を考慮せず単に「段丘」として取り扱う。

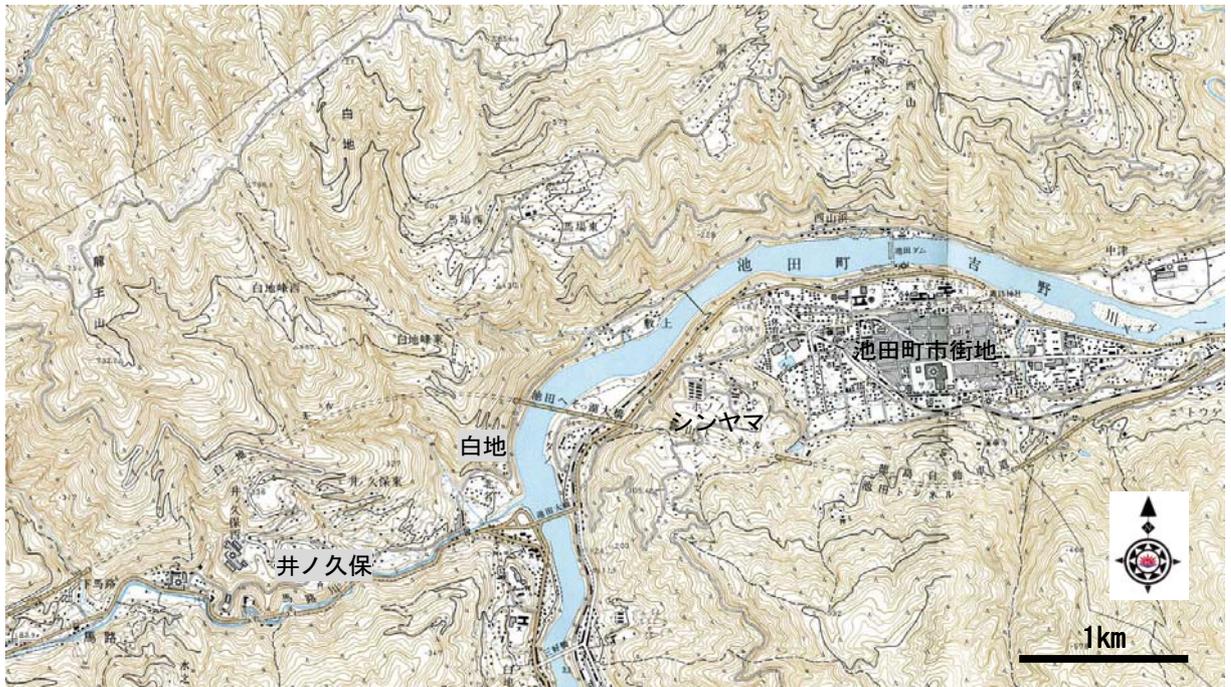


図 4.3.1.1 井ノ久保—白地地区周辺の地形図（国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「池田」に加筆）

### 4.3.2 地質概要

#### (1) 和泉層群

徳島県鳴門市から愛媛県四国中央市まで、東西約 100km の延長を有する讃岐山脈には、和泉層群が南北約 10km の細長い範囲に分布している（須鎗ほか，1991）。調査地の井ノ久保地区周辺では、和泉層群は馬路川の左岸斜面以北に分布し、河床およびそれ以南には全く出現しない（図 4.3.2.1）。和泉層群と三波川結晶片岩類との直接的な境界は、基本的に本調査地域では確認できない。ただし後に詳しく解説するとおり、馬谷東岸では和泉層群破砕帯と結晶片岩類起源の粘土が接している様子が認められる。

本地域の和泉層群は、層理面の走向・傾斜が狭い範囲で大きく変化している。すなわち、およそ N85° W の軸を持ち、東方へ 20~40° でプランジする局所的な向斜が存在する可能性が高い（図 4.3.2.1）。井ノ久保地すべりの範囲内では、和泉層群の構造は全体に乱れている。

岩相は砂岩優勢の砂岩泥岩互層を主体とし、しばしば層厚 10cm 以下の白色の細粒凝灰岩層を挟在している。互層には数十 m ごとに砂岩が多い部分から少ない部分へと変化するサイクルが繰り返り認められる。サイクルの下部では、層厚 1~2m の比較的厚い砂岩が大部分を占めており、そこでの泥岩層の厚さは数 cm 程度である。サイクルの上部に向かうにつれて、次第に砂岩層は薄く、泥岩層は厚くなり、最上位での砂岩、泥岩の層厚はそれぞれ 30~50cm、10~20cm 程度になる。

一般に和泉層群の砂岩は硬質な岩石であり、新鮮な和泉層群は堅固な岩盤を構成している。しかし、本地域では次のとおり断層や地すべりの影響を受けた限定的な範囲では破砕し、砂岩・泥岩ともに亀裂質となっている。またそのような所では、一部の泥岩層には層理面と並行に層面すべりが発達している。

白地衝上からおよそ百 m の範囲では、断層運動による破砕を受け和泉層群の成層構造は失われている。砂岩層は引きちぎられレンズ状となり、破砕した泥岩基質中に取り込まれている（写真 4.3.2.1(1)）。なお地すべり範囲を除き、和泉層群の亀裂の多くは密着している。

井ノ久保地すべりの範囲内で確認される和泉層群は、断層近傍とは異なる破砕様式が認められ、両者の特徴は明らかに異なっている。すなわち、地すべり末端では成層構造を明瞭に保った状態で砂岩に開口クラックが発達し、岩盤は脆弱化している（加藤，2000；加藤・横山，2001；写真 4.3.2.1(2)）。開口クラックには、しばしば泥岩の破砕片、あるいは表土等が取り込まれている。また、泥岩は一部で風化が進み、土砂化している。





写真 4.3.2.1(1) 断層破碎した和泉層群  
(馬谷東岸・馬谷橋の上流方約 300m)



写真 4.3.2.1(2) 和泉層群起源の地すべり堆積物の露頭  
(天神トンネル約 200m 北方の道路脇)

## (2) 三波川結晶片岩類

三波川結晶片岩類は、中央構造線の南側に沿って東西に延びる高圧型の広域変成帯である三波川変成帯を構成する変成岩類である。調査地では馬路川河床および右岸斜面に広く認められるほか、後述のとおり一部で馬路川左岸（北岸）にも確認される。

本地域の三波川結晶片岩類は広い範囲で泥質片岩と苦鉄質片岩の互層として分布し、しばしば砂質片岩の薄層が挟まれている（写真 4.3.2.2）。ただし調査地東部の白地橋付近では特徴的に苦鉄質片岩が広く分布している。全体的に岩石は結晶質で硬く、堅固な岩盤を構成している。和泉層群で認められるような、中央構造線に伴う顕著な破碎は、本地域の三波川結晶片岩類には認められない。片理面の走向・傾斜は  $N70\sim 85^{\circ} E$ ,  $20\sim 50^{\circ} N$  を示す。



写真 4.3.2.2 馬路川河床に露出する三波川結晶片岩類  
天神トンネル西方で撮影。泥質片岩と苦鉄質片岩が互層状に分布する。

### (3) 土柱層

土柱層は讃岐山脈南麓の丘陵地に広く分布する、更新世前期の未～半固結堆積物である。一般に段丘礫層に比べて固結度が高く、また礫が風化してクサリ礫化していることがある。本調査地では馬路川左岸斜面から馬谷川の東岸にかけての狭長な範囲で砂礫層の分布が知られており、その所属については諸説が存在するが、本論では松浦ほか(2002)に従いこれを土柱層として扱う。本地域の土柱層は全般にグラベルリッチの礫層をなし、マトリクスは粗砂である。しばしば礫を含有しない砂層およびシルト層が出現する。

白地橋北岸から井ノ久保地すべりの内部に至る道路沿いには土柱層の基底層が出現し、そこでは三波川結晶片岩類を不整合に覆っている(図4.3.2.1)。ここでは、三波川結晶片岩類および和泉層群砂岩に由来する亜円礫～亜角礫が土柱層の礫層を構成している(写真4.3.2.3(1))。基底面の直上では特徴的に礫径が約50cmと大きく、礫種が結晶片岩に限られている。上位に向かうにつれて、礫径は数cm～10cm程度に変化する。また、厚さ数mごとに和泉層群角礫のみから構成される部分がしばしば出現する。

馬谷川の東岸では、馬谷橋から北方へ約200mの範囲にかけて、斜面下部に径5～20cmの円礫からなる礫層とシルト層の互層として土柱層が分布している(写真4.3.2.3(2))。この土柱層は北に低角度で傾斜する和泉層群破碎帯に覆われ、後述のとおり両者は低角度の断層関係にある。ここでの礫種はほとんどが結晶片岩であり、まれに砂岩・泥岩やチャートの礫が混在する。一部の結晶片岩礫は風化しクサリ礫となっているが、未風化の礫も混在している。地層は基本的に水平であるが、上述の低角度断層の近傍では南へ急傾斜している様子がみられる。

井ノ久保地すべり末端の国道192号白地トンネル東坑口以東では、馬路川左岸斜面に未固結の礫層が2m程度の層厚で薄く分布している。本層は三波川結晶片岩類を不整合に多い、井ノ久保地すべりの堆積物(破碎砂岩)に覆われている。この礫層は主に砂岩・泥岩の角礫から構成されている。本層は露頭が少なく分布は不明瞭であるが、白地橋西方の土柱層と分布が連続していることから、本論ではこれを土柱層と判断した。



写真 4.3.2.3 (1) 白地橋西方の土柱層基底礫  
結晶片岩類および和泉層群岩類の亜角礫～亜円礫からなる礫層である。



写真 4.3.2.3 (2) 馬谷橋北方の土柱層  
結晶片岩主体の円礫層と、その上位のシルト・細砂層が確認できる。

#### 4.4 井ノ久保地すべりの記載

##### 4.4.1 地すべりのブロック区分

井ノ久保地すべりを空中写真判読および現地踏査結果に基づき地形的に区分した結果を図4.3.2.1に示した(加藤, 2000; 加藤・横山, 2001)。井ノ久保地すべりは複数の別起源の地すべり移動体が複合しており, これらは滑落崖にあたる急崖と, その直下の地すべり移動体にあたる緩斜面の分布から8つの移動体(LS1~8)に区分することができる。北西部の比高150mの大規模な滑落崖の直下には, 地すべり移動体による緩斜面が広範囲に広がる(LS2, 3)。一方で地すべり北東部には, これとは独立したいくつかの小規模な滑落崖と, それに対応する移動体が認められる(LS4~7)。LS1は明瞭な滑落崖が認められず詳細は不明であるが, 元来はLS2の一部であったものがその後の谷の開析により分離・滑動したのか, LS2とは独立して滑動したものと考えている。

LS2の末端には比高約50mの連続的な崖が東西に直線的に延びており, この地形を便宜上LS2とLS3の境界とした。この区分の妥当性については, 後で議論する。なおこの崖の西方延長には, 前述のとおり過去の複数の文献(例えば, 岡田, 1968; 水野ほか, 1993; 後藤ほか, 1999)で池田断層が通過すると考えられた落倉谷の屈曲が存在している。

井ノ久保地すべりの各ブロックには, 地形的な凹凸が不規則に多数発達している。LS3の南端には比高10~20m(頂部の標高約253m)の高まりがあり, 地すべり滑動に伴う末端肥厚部と考えられる。同様にLS2の尖端南西端には, 比高10~15m(頂部の標高283m)の高まりがある。

##### 4.4.2 地すべり移動体

井ノ久保地すべりの移動体は, 和泉層群の砂岩・泥岩を起源とする破碎岩盤で構成される。写真4.3.2.1(2)は, 井ノ久保地すべり末端付近にみられる地すべり移動体の特徴的な露頭を示したものである。

井ノ久保地すべりの移動体は, 一般に層厚20~50cm程度のやや厚い砂岩層に挟まれて, 泥岩起源の褐色の細粒分の層が分布する産状を示す。それらは全体に著しく破壊され岩片化しているが, 原岩の成層構造はよく保存されているものが多い。なお, 岩盤の破壊の程度は場所により異なり, 成層構造が認められないこともある。主に地すべり末端部付近では, 砂岩層には開口した亀裂が発達して岩片化しており, ジグソーパズルのように岩片がかみ合っている。また, 岩片間の隙間に砂岩・泥岩の粉碎物が充填されている(写真4.3.2.1(2))。

このような特徴は, 前節で述べた馬谷の白地衝上の近傍での和泉層群でみられる断層破碎状況, すなわち, 砂岩層は引きちぎられレンズ状となり, 破碎した泥岩基質中に取り込まれているものの, 亀裂の多くは密着している産状(写真4.3.2.1(1))とは大きく様相が異なる。

##### 4.4.3 地すべりの末端形状

前述のとおり, 井ノ久保地すべりは馬路川の沖積低地に押出した形態をみせている。ここでは, 次のとおり複雑な地すべり末端形状がみえてきた(図4.3.2.1)。

馬路川は、地すべり末端で南北に蛇行しながら ENE 方向に流下する。馬路川の河床には、一部で河床礫に覆われながら全面的に三波川結晶片岩類が分布している(写真 4.3.2.2)。井ノ久保南方、すなわち馬路川河床、国道 192 号沿いにみられる結晶片岩類は泥質片岩を主体とし、苦鉄質片岩、砂質片岩等の薄層を挟在している。片理面の走向・傾斜は N58~90° E, 10~58° N である。河床に露出する三波川結晶片岩類にはしばしば小断層が確認されるが、顕著な断層ガウジや破碎帯は認められず、堅固な岩盤として分布している。

国道 192 号白地トンネルより上流側の馬路川の北岸では、強く破碎した和泉層群からなる地すべり堆積物が、北から三波川結晶片岩類に乗り上げている。この境界は最大 30° 程度で北に傾斜し(図 4.4.3.1)、その形状は馬路川の蛇行部で断面的によく現れている。また白地トンネルより馬路川下流側の右岸でも、三波川結晶片岩類の上を和泉層群起源の地すべり堆積物が極めて低角度で覆っているが、その間には土柱層と考えられる未固結礫層が 1~2m の層厚で挟まれている。礫層は和泉層群砂岩の角礫~亜角礫からなる。

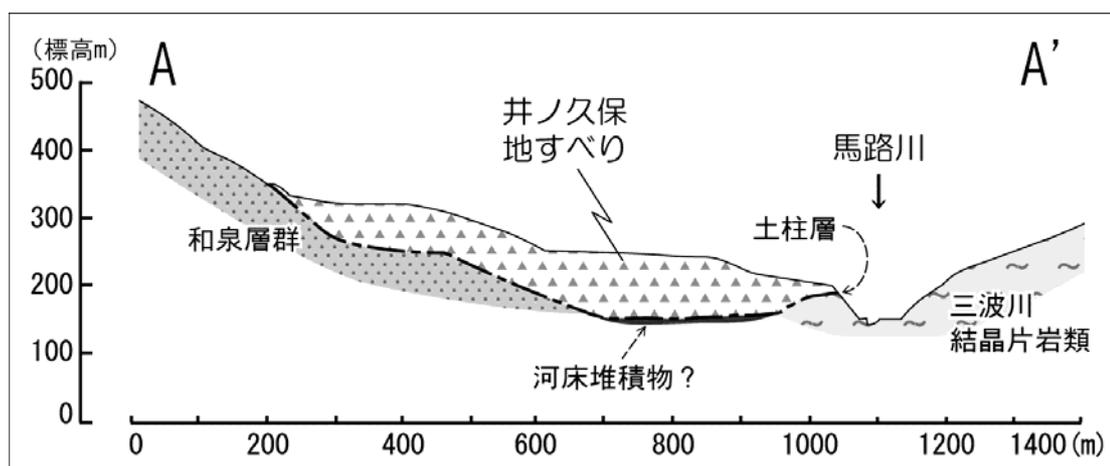


図 4.4.3.1 現地踏査に基づく地質断面図(加藤, 2000 を編集)

測線位置は図 4.3.2.1 に示した。

#### 4.4.4 すべり面の特徴

井ノ久保地すべりのすべり面は、LS2 の尖端西側部にあたる落倉谷東岸の露頭と、LS3 の尖端付近のボーリングコアから、それぞれ確認された。以下にその記載結果を示す。

##### (1) 落倉谷東岸の露頭

###### a) 野外調査

図 4.4.4.1 は、井ノ久保地すべり西縁を画す落倉谷のルートマップである。落倉谷左岸の E 地点では、3 箇所の露頭で井ノ久保地すべりのすべり面と推定される粘土層が確認された(図 4.4.4.2, 写真 4.4.4.1)。

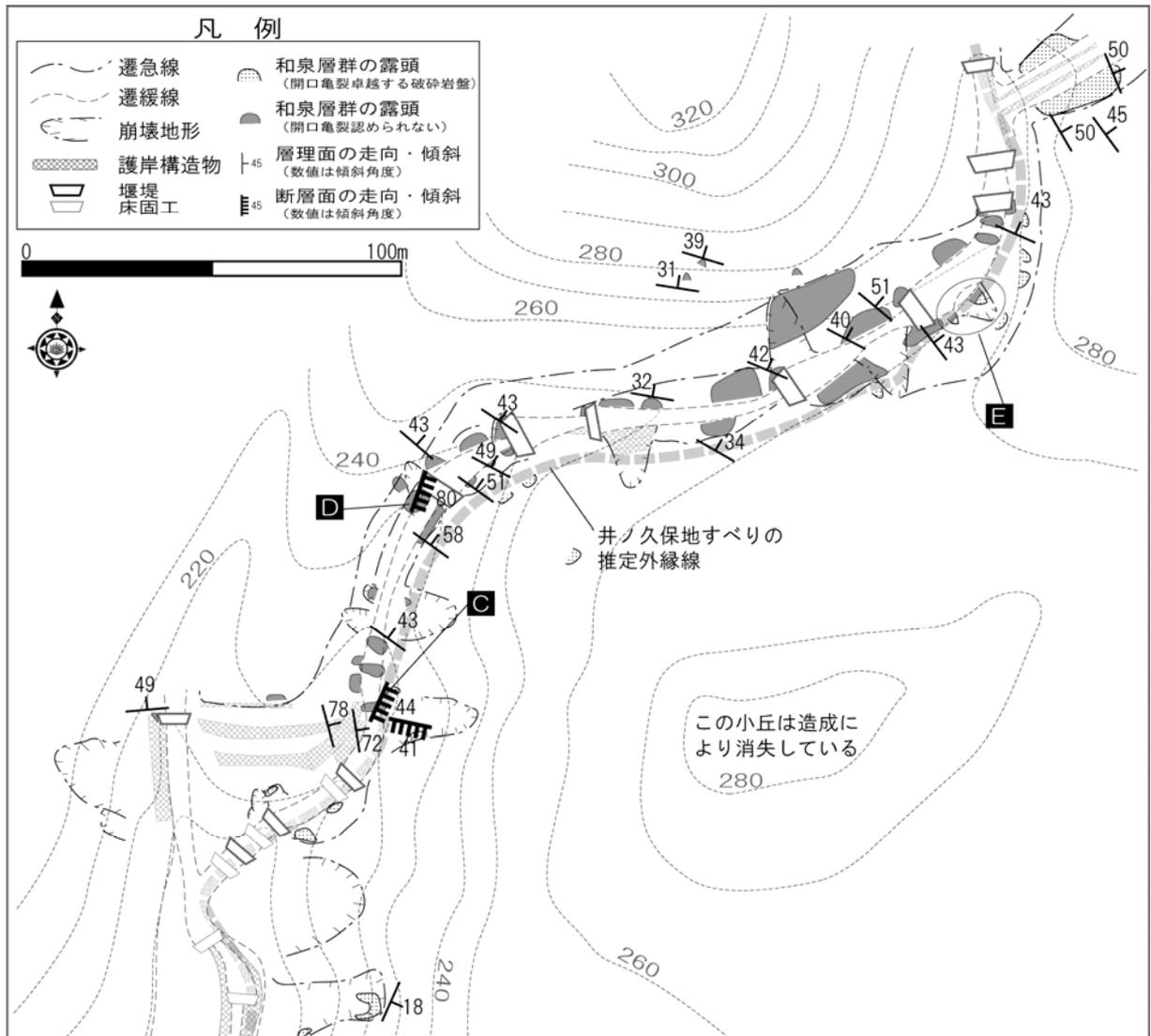


図 4.4.4.1 落倉谷のルートマップ (加藤, 2000 に加筆)

写真 4.4.4.1 に、E 地点の露頭状況写真を示す。ここでは E1～E3 の 3 つの露頭が存在する。最も下流側の E1 露頭では、破碎した砂岩層の層理面に沿って灰白色粘土が N5～25° W, 35～50° N の走向・傾斜で発達している。この粘土層の傾斜方向は、南方への滑動が推定される地すべりの滑動方向とは非調和的である。この粘土の層厚は 1～3cm 程度で、固結粘土状を呈する。また、それはしばしば砂岩・泥岩を起源とする砂や細礫を混在している。

E1 露頭の上流側の左岸には小崩壊地形がある (写真 4.4.4.1)。この崩壊壁面では、鉛直方向に 3m 程度の間隔をなして、上下 2 枚の剪断面が、それぞれ別の露頭で確認することができる。このうち上部の露頭を E2 露頭、下部の露頭を E3 露頭と呼ぶ (図 4.4.4.2)。



写真 4.4.4.1 落倉谷東岸 E 地点における井ノ久保地すべりのすべり面  
東岸壁の全景を写し，写真左方が上流側である。  
すべり面は 2 枚ともに上流方（写真左方）へ傾斜している。

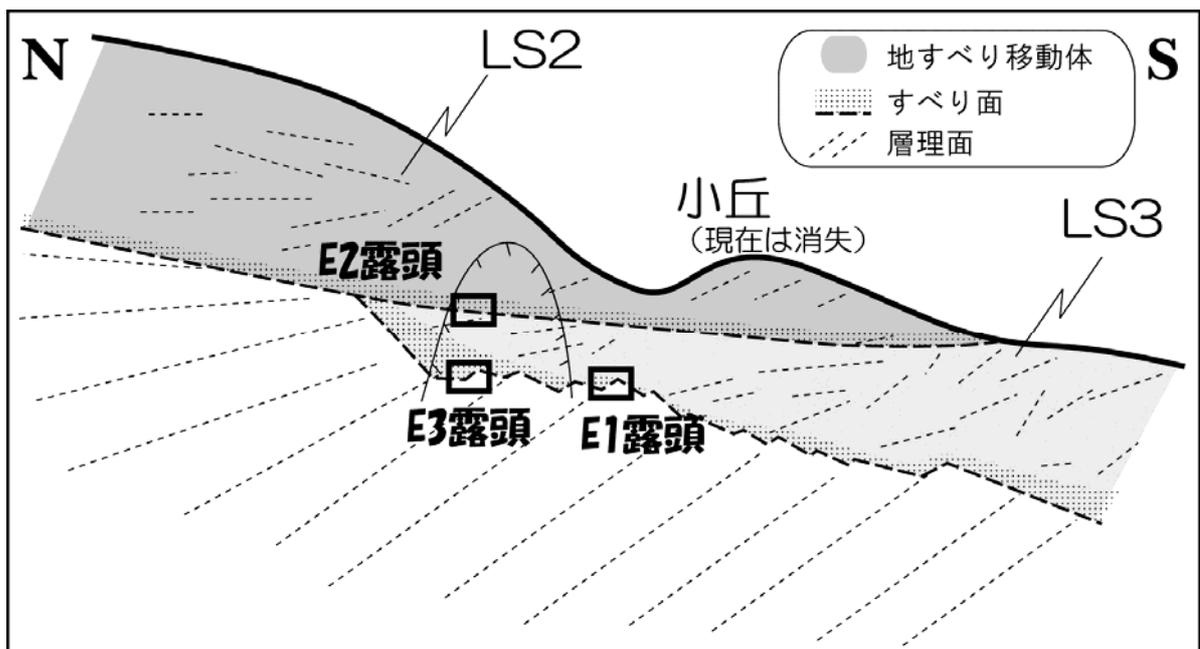


図 4.4.4.2 落倉谷東岸（E 地点）にみられるすべり面の概要図

E2 露頭のスケッチを図 4.4.4.3 に示す。この露頭では、下部の亀裂質の砂岩優勢互層と、上部の砂岩・頁岩起源の破碎岩塊（地すべり移動体）に挟まれて、N55° E, 30° E の走向・傾斜をなすすべり面が発達している。すべり面は厚さ約 1~2cm の黒色粘土からなり、しばしば径数 mm の泥岩小片を混入している。このすべり面の上位では、約 30cm の幅で著しく破碎が進み、ここでは砂岩・泥岩の岩塊が黒色粘土に取り込まれている。この部分の色調は灰褐~暗褐色を呈する。すべり面から離れるにつれて黒色粘土分が減少し、産状は角礫主体となる。剪断面の下位の砂岩優勢互層は北傾斜の層理面を有し、それは上述のすべり面に上端を切断されている。砂岩層の層厚は一定ではなく変化が激しいうえ、一部の砂岩は層としての連続性が途切れてレンズ状となっているものがある。砂岩層は亀裂に富み、泥岩層には層面断層が発達し部分的に粘土化している。

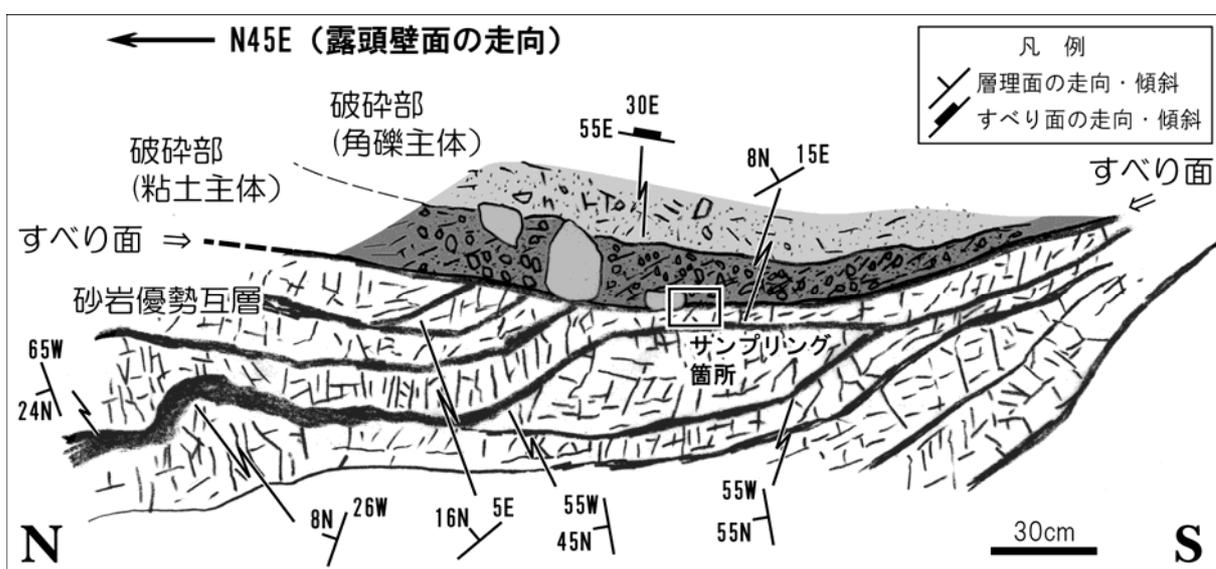


図 4.4.4.3 落倉谷 E2 露頭のスケッチ

E3 露頭では平成 12 年の調査ですべり面が確認されたが（加藤，2000），その後は露頭そのものが崩壊土砂に埋積され、確認することができない。E3 露頭のスケッチを図 4.4.4.4 に示す。ここでは和泉層群の砂岩優勢互層の上に、砂岩および泥岩の粉碎物からなる地すべり堆積物が、すべり面を挟んで覆っている。すべり面は厚さ数 cm 以下の黒色粘土からなり、その中には径数 cm 以下の泥岩小片が多量に含まれている。すべり面の下位をなす砂岩優勢互層は、北傾斜の層理面を有する。そのうち泥岩薄層中にはしばしば層面断層が発達しており、そこにすべり面が発達している部分と、すべり面が硬質な砂岩層を横断している部分が交互に確認される。このためすべり面は凹凸に富んでいたり、局所的に数枚の面に分岐しながら発達したりし、全体的には地すべり滑動方向とは反対の北へ 10° 以下の緩い角度で傾斜している。

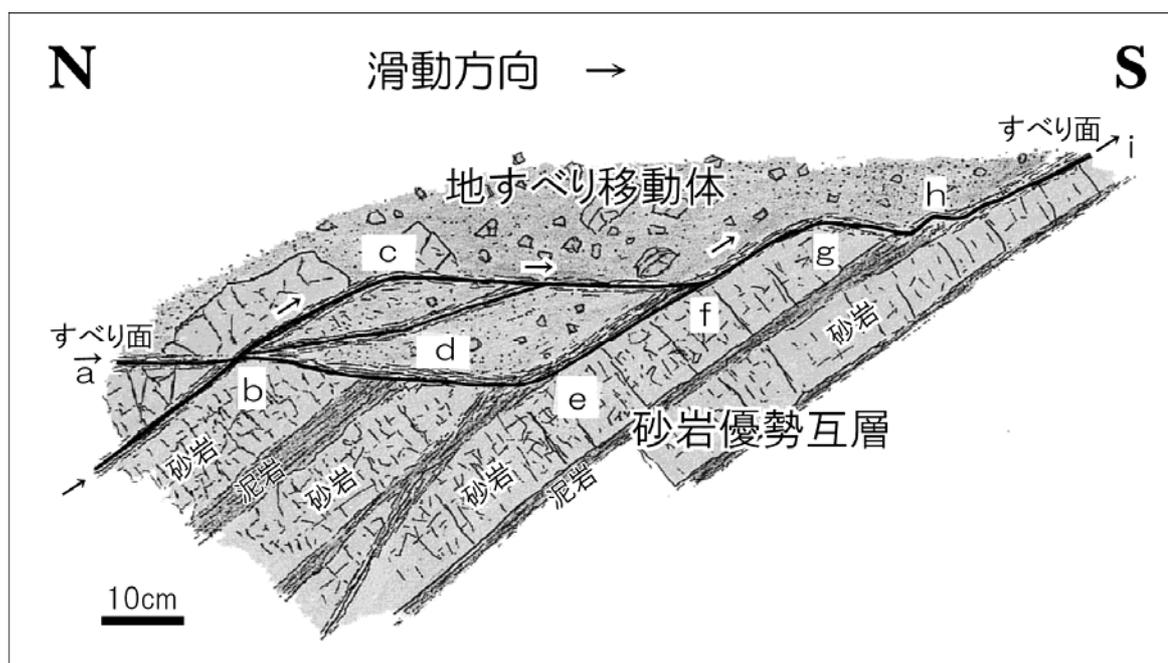


図 4.4.4.4 落倉谷 E3 露頭のスケッチ (加藤, 2000 に加筆)

E1 露頭のすべり面を落倉谷の上流方へ追跡すると、E3 露頭に至る (写真 4.4.4.1)。このすべり面に対して、E2 露頭のすべり面は構造的上位に位置し、連続していないとみられる (図 4.4.4.2)。このように、E 地点では少なくとも 2 枚のすべり面が存在している。それらの構造的関係と地すべり地形の分布から、E1 露頭から E3 露頭に至る下位のすべり面は南側の LS3 のもの、その上位の E2 露頭にみられるすべり面は北側に位置する LS2 のものである可能性が高い。

#### b) 室内分析

すべり面の内部構造を観察するため、E2 露頭のすべり面粘土をサンプリングし、樹脂を用いて固化した上で切断・研磨し、その研磨面を観察した (写真 4.4.4.2)。サンプリング箇所は図 4.4.4.3 に示した。

サンプルの固化に使用した樹脂は、昭和電工 (株) 製の不飽和ポリエステル樹脂「RIGOLAC」である。固化処理に際しては、製品に付属する「促進剤 E」および日油 (株) 製「FRP 成型樹脂硬化剤 パーメック N」を、それぞれ 100 : 1.5 : 3 の割合で混合して使用した。固化したサンプルは岩石カッターで切断し、切断面に対してコニシ (株) 製エポキシ樹脂「E205」を薄く塗布して表面保護した。さらに、その面に対してカーボランダム研磨剤およびグリセリンを用いて、#1000 メッシュまで研磨した。研磨面が平滑になるまで、エポキシ樹脂の塗布と研磨を繰り返し、サンプルを仕上げた。完成した研磨サンプルの観察は、ルーペおよび双眼実体顕微鏡を使用して行った。なお、研磨サンプルの作成方法については第 5 章で詳しく述べる。

サンプルの観察は、井ノ久保地すべりの活動方向と同じ南北方向に鉛直切断した研磨面に対して実施した。ここでは、下部の細粒砂岩と、上部の礫の集合体との間に、厚さ 2~10mm の黒色

～暗灰色粘土からなるすべり面が観察される。すべり面は泥岩起源で、緻密な粘土に長径1～3mmの黒色の泥岩の細片が多量に取り込まれている。泥岩の細片は亜角礫状をなし、粘土中を回転しているが、長軸の配列は認められない。また複合面構造は認められない。すべり面の上下面には凹凸が発達して複雑に入り組んでおり、その凹凸を黒色粘土が充填している。

すべり面の下盤の細粒砂岩は風化し暗黄褐色を呈するものの、和泉層群の原岩の組織をよく残し、岩片化していない。風化は亀裂の周辺で顕著である。すべり面の1～2cm下方には、すべり面と並行な亀裂が数条にわたり確認され、そこには部分的に黒色粘土が挟在されている。

すべり面の上盤の地すべり移動体は、亜角礫状を呈する砂岩・泥岩の粉砕物からなる。この粉砕物は、径0.5～3cm程度の砂岩の小片が、砂岩・泥岩起源の淡褐～暗褐色の粘土に囲まれたもので、小片は回転している。小片の長軸の配列は認められない。小片は未風化で灰色を呈し、上述の下盤側の砂岩とは風化程度が対照的である。このことは、未風化岩片を起源とする地すべり移動体が遠方より滑動し、当地に至ったことを示唆している。

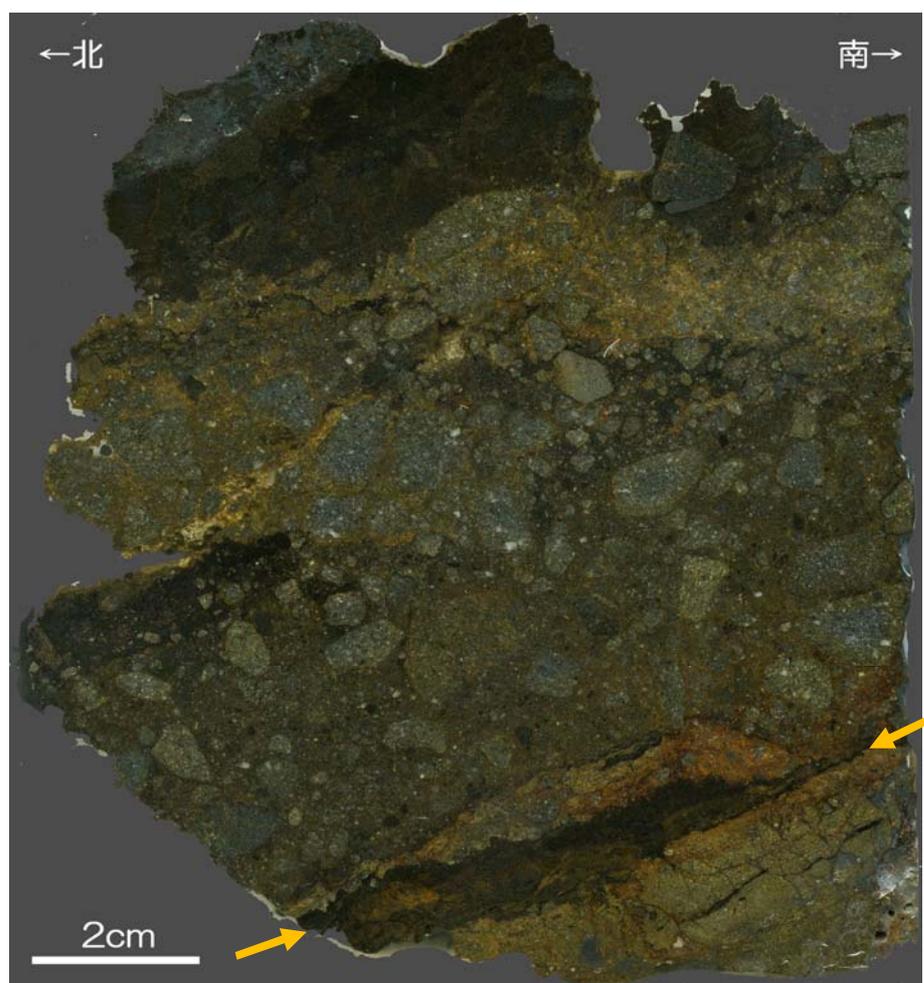


写真 4.4.4.2 井ノ久保地すべりのすべり面 (←部) の研磨試料 E3 露頭で採取したサンプルの鉛直断面を示す。

下図はすべり面粘土とその上位の地すべり移動岩塊の境界付近の薄片写真を示したものである。地すべり移動岩塊は強く破碎しており、和泉層群砂岩に由来する大小様々な岩片と、その間に充填する砂の集合体となっている。一方ですべり面粘土は極めて細粒の粘土からなり、しばしば砂岩の細片を混入している。この粘土はしばしば上位の移動岩塊のクラックに注入している。なお、岩片の定向配列や剪断センスを示唆する非対称構造などは認められない。

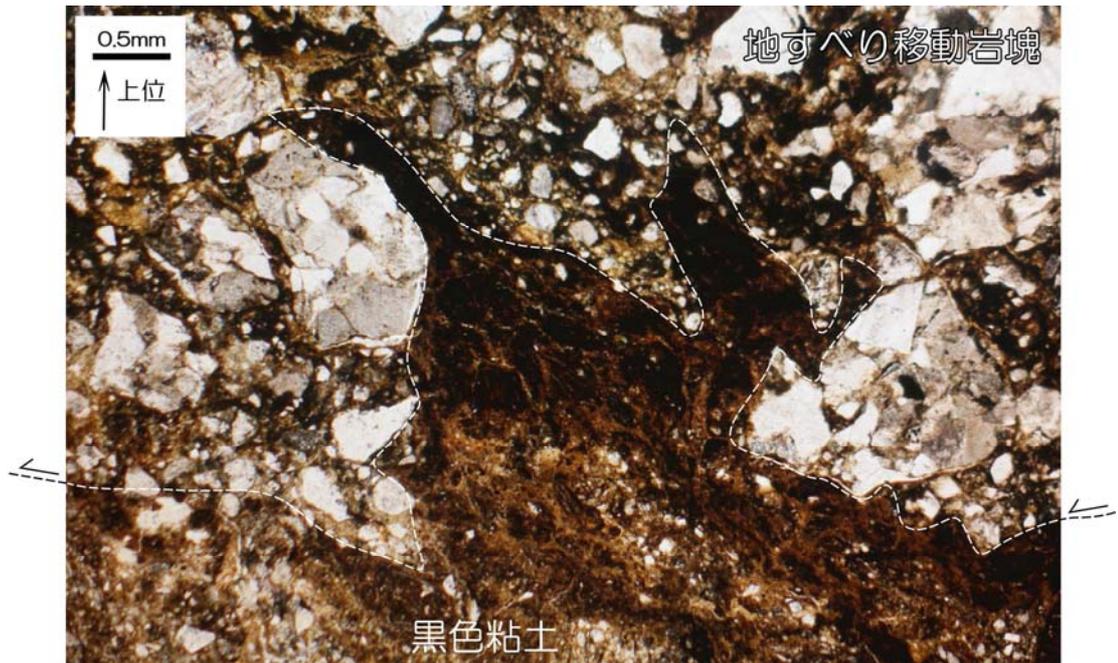


図 4.4.4.5 すべり面上面の薄片写真 (オープンニコル)  
地すべりの移動方向は写真左方である。

## (2) ボーリングコア

図 4.3.2.1 の B 地点で実施した掘進長 L=35.0m の鉛直ボーリング調査の結果(島根大学, 2004)によれば, 深度 28.7m ですべり面が確認されている(図 4.4.4.6)。ここでは, 和泉層群の地すべり移動体が, 地すべり粘土を挟んで三波川結晶片岩類の上に載っている(写真 4.4.4.3)。

深度 28.7m 以浅の地すべり移動体は和泉層群の互層構造を残した砂岩・泥岩の破砕物からなり, 空隙を多量に含む。その産状は近傍の露頭でみられるもの(写真 4.3.2.1(2))に酷似している。部分的に泥岩を起源とする黒色ガウジが挟在されており, これは断層破砕帯起源であると判断した。

深度 28.7m の地すべり粘土は, 上部の和泉層群起源の暗灰色粘土(厚さ約 5cm)と, 下部の苦鉄質片岩起源と考えられる淡青灰色粘土(厚さ約 3cm)から構成されている。両粘土の境界はほぼ水平である。粘土と地すべり移動体との境界面は緩傾斜とみられる。前述の落倉谷で確認された地すべり粘土には径数 cm の岩片が多量に混在していたこととは対照的に, ここでの暗灰色粘土は著しく細粒である。また淡青灰色粘土は後述する白地衝上で採取された暗緑色粘土と特徴が一致しており, 同一の起源を持つと考えている。

地すべり下位の基盤岩は, 深度 28.7~35.0m の全区間にわたって褐色~灰色を呈する砂質片岩である。亀裂が発達し, 岩片状~短棒状コアで採取された。

これらの記載結果から, ボーリング地点における井ノ久保地すべりのすべり面について, 島根大学(2004)により次のように解釈された。淡青灰色粘土は苦鉄質片岩起源と考えられ, 直下の砂質片岩を起源とは起源を異にする。また暗灰色粘土と淡青灰色粘土は, とともに著しく細粒であることから単なるすべり面粘土ではなく, 断層ガウジである。両粘土は低角度の構造をもつことから, それらは高角度の断層ガウジの一部ではなく, 地すべり移動体の底面にそれと並行に存在していた断層ガウジと考えるのが妥当である。

したがって両粘土は井ノ久保地すべりの発生に伴い形成されたものではなく, 和泉層群と苦鉄質片岩(緑色片岩)の境界を走っていた中央構造線本体の断層ガウジに由来し地下からもたらされたものである。土柱層の堆積後, 中央構造線は苦鉄質片岩起源の断層ガウジのところで再滑動し, 断層面は次第に低角度化しながら土柱層に衝上した。井ノ久保地すべりは衝上断層の断層ガウジをすべり面として滑動し, ボーリング地点では砂質片岩に乗り上げた。

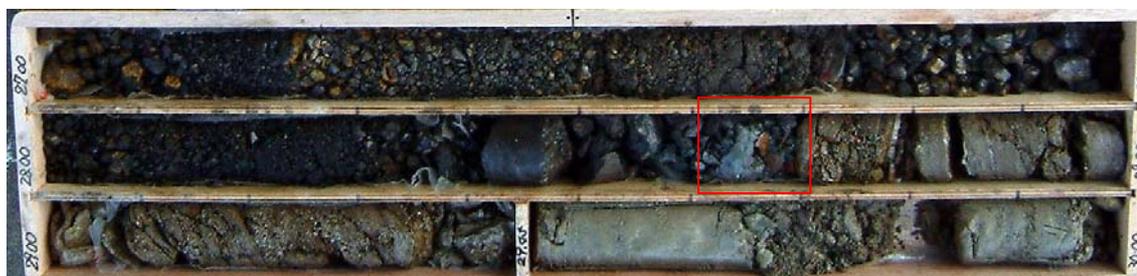


写真 4.4.4.3 井ノ久保ボーリングコア写真(島根大学, 2004 に加筆)  
赤枠部(GL-28.63~28.70m)は井ノ久保地すべりのすべり面を示す。

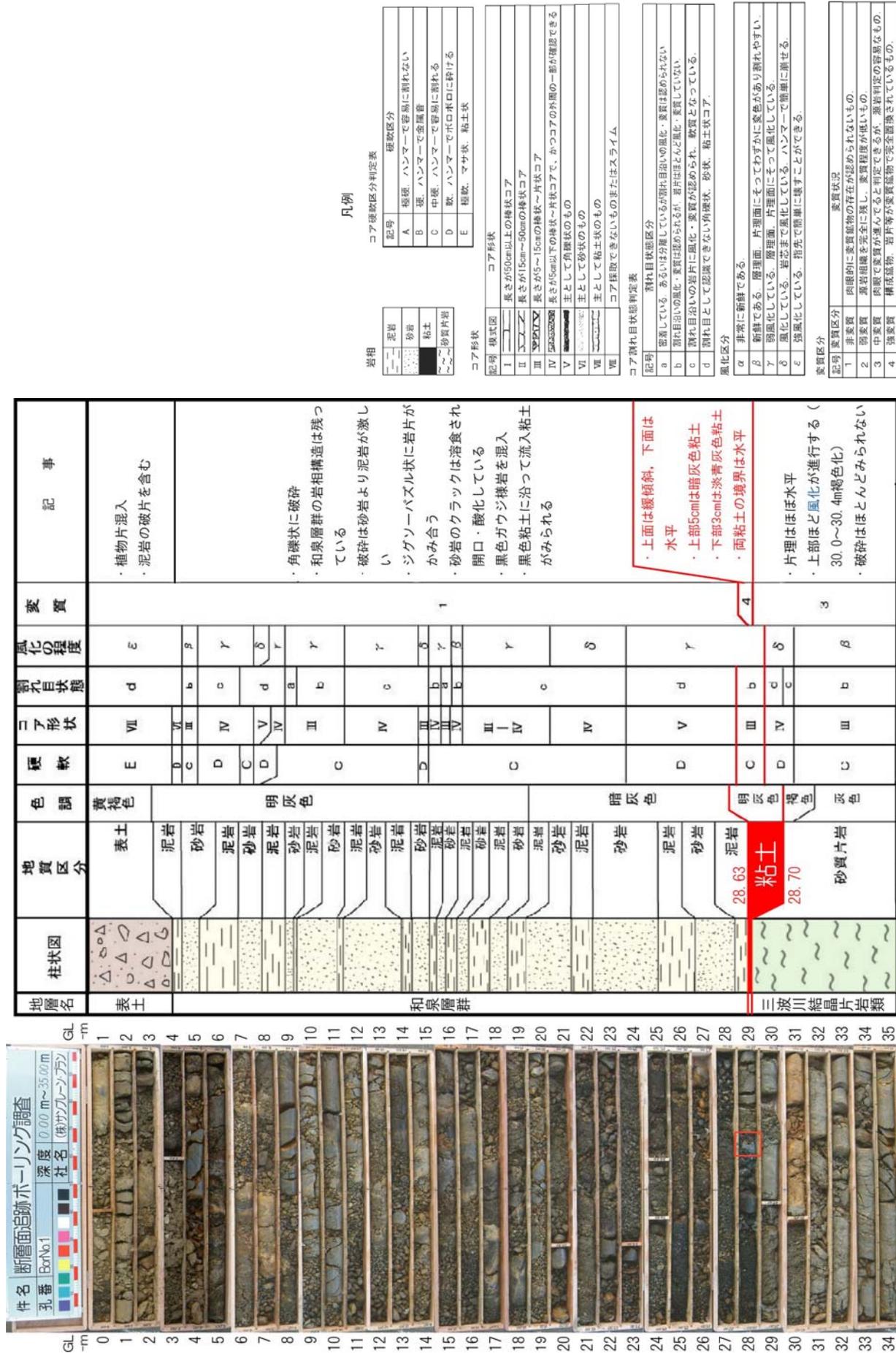


図 4.4.4.6 井ノ久保地すべりにおけるボーリングコア写真と柱状図（島根大学，2004 に基づき構成）

凡例

岩相		コア硬軟区分判定表	
	泥岩	記号	硬軟区分
	砂岩	A	極硬、ハンマーで容易に割れない
	粘土	B	硬、ハンマーで金属音
	砂質粘土	C	中硬、ハンマーで容易に割れる
	砂質砂岩	D	軟、ハンマーでボロボロに砕ける
	粘土質砂岩	E	極軟、マサ状、粘土状

コア形状

記号	模式図	コア形状
I		長さが50cm以上の棒状コア
II		長さが15cm~50cmの棒状コア
III		長さが5~15cmの棒状~片状コア
IV		長さが5cm以下の棒状~片状コアで、かつコアの外周の一部が確認できる
V		主として角礫状のもの
VI		主として砂状のもの
VII		主として粘土状のもの
VIII		コア採取できないものまたはスライム

コア割れ目状態判定表

記号	割れ目状態
a	新鮮である
b	密着している。あるいは分離しているが割れ目沿いの風化・変質は認められない
c	割れ目沿いの風化・変質は認められるが、割片はほとんど風化・変質していない
d	割れ目沿いの岩片に風化・変質が認められ、軟質となっている

風化区分

記号	風化区分
α	非常に新鮮である
β	磨理面、片理面にそってわずかに変色があり割れやすい
γ	弱風化している。磨理面、片理面にそって風化している
δ	風化している。岩芯まで風化している。ハンマーで簡単に崩れる
ε	強風化している。指先で簡単に壊すことができる

変質区分

記号	変質区分	変質状況
1	非変質	肉眼的に変質鉱物の存在が認められないもの
2	弱変質	原岩組織を完全に残し、変質程度が低いもの
3	中変質	肉眼で変質がほとんど判別できると判定できるが、顕微鏡的観察が必要なもの
4	強変質	構成鉱物、岩片等が変質鉱物で完全に置換されているもの

## 4.5 断層の記載

### 4.5.1 落倉谷の状況

井ノ久保地すべりの西縁をなす落倉谷は、前述のとおり上流方である東に約 150m 屈曲しており、ここは既往の報告により池田断層の通過地点と解釈された（岡田ほか，1968 など）。本論ではここを落倉谷屈曲部と呼ぶ。本節ではこの屈曲部周辺のルートマップ（図 4.4.4.1；次頁に再掲）に基づき、池田断層の存在について検証する。なお図 4.4.4.1 では落倉谷の周辺で確認される和泉層群の露頭について、開口亀裂が発達する破砕した岩盤と、開口亀裂が認められないものとに区分して記載している。これらはどちらも砂岩・泥岩から構成される。なお落倉谷の内部では、河床礫、断層粘土等も含め、三波川帯の岩石は一切確認されていない。

図 4.4.4.1 の範囲では、落倉谷の南（東）岸に開口クラックが卓越した砂岩泥岩互層が連続的に分布しており、これは 4.4 節（4.4.2）で述べた地すべり移動体である。地すべり移動体の露頭は、落倉谷の入口から屈曲部の約 80m 南方（C 地点）までは落倉谷谷底および東岸斜面にも広く露出しており、この区間では不動岩盤を確認することはできない。

C 地点以北では、谷底および谷の両岸壁に、開口亀裂の発達しない和泉層群の不動岩盤の露頭を断続的に確認できる。このうち、C 地点および D 地点の 2 箇所では断層露頭が確認された。C 地点には密着した亀裂の発達した砂岩泥岩互層中に、 $N24^{\circ}E$ 、 $44^{\circ}E$  および  $N78^{\circ}W$ 、 $41^{\circ}S$  の走向・傾斜を示す 2 つの断層が確認された。また地点 D には、 $N20^{\circ}E$ 、 $80^{\circ}E$  の走向・傾斜を示す断層が確認された（写真 4.5.1.1）。これら 3 つの断層は、いずれも断層面に沿って 1~2cm の幅を持つ黒色断層粘土を挟在し、その一部分は泥岩層中の層面断層として発達している。この断層に伴う顕著な破砕は認められず、周囲の岩盤は堅固である。4.2 節（4.2.2）で記した池田断層の特徴と比較すると、これらの断層は断層粘土や破砕帯の規模が小さいことから、池田断層本体ではないと判断される。



写真 4.5.1.1 小断層露頭（落倉谷 D 地点）

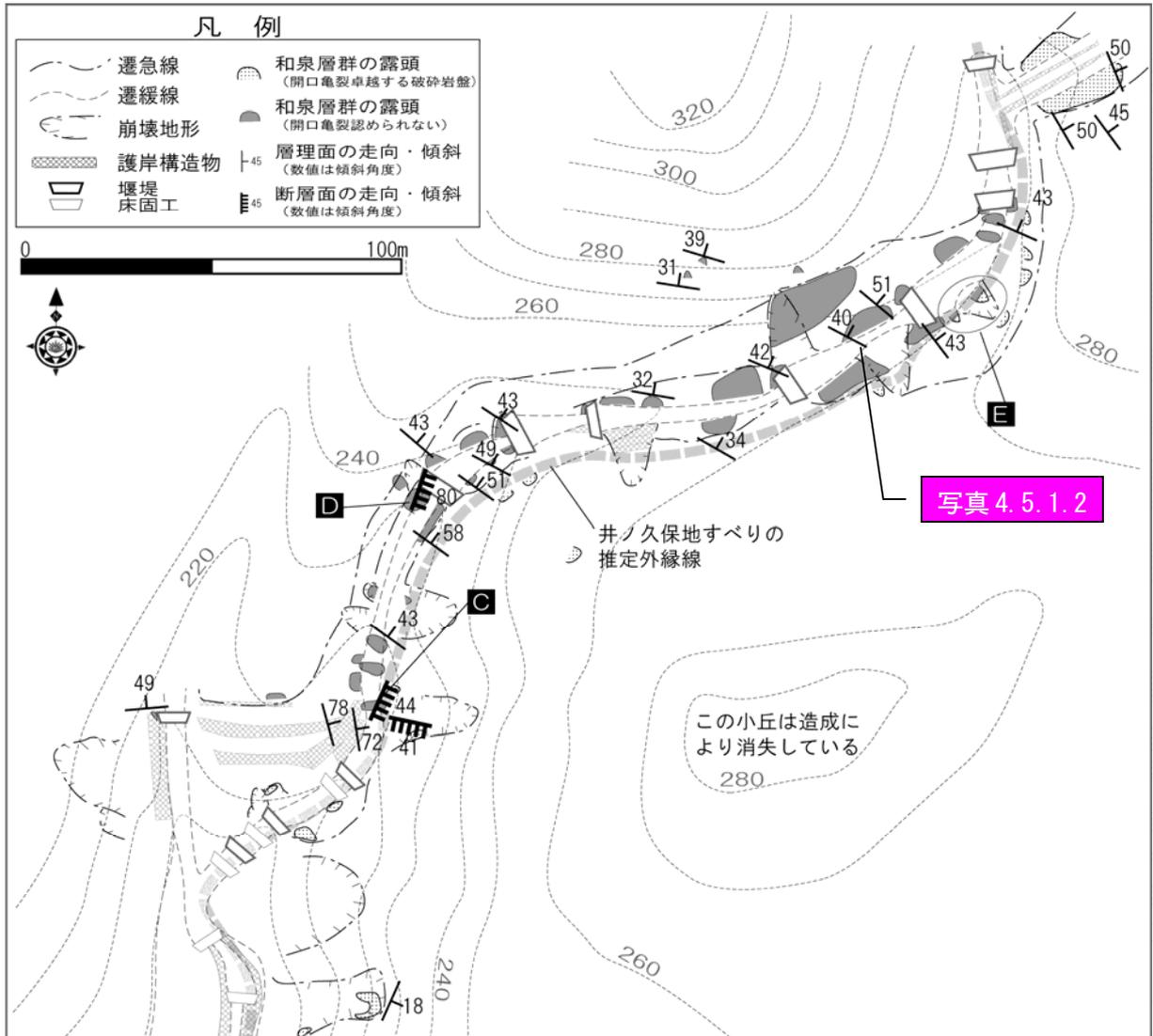


図 4.4.4.1 (再掲) 落倉谷のルートマップ

これ以外では、前述のすべり面とみられる低角度断層 (E 地点) を除けば、図 4.4.4.1 の範囲で剪断面を持つ断層露頭を確認することはできない。落倉谷の内部は表土の被覆、堰堤、護岸工などにより露岩していないところがあり、完全な断層面の抽出はできない。しかし、兩岸のどちらかで 20m 以内の間隔で出現する和泉層群露頭の出現状況や、その破碎状態を判断する限り (写真 4.5.1.2)、少なくとも 4.2 節 (4.2.2) で記したような、数十 m の幅をもつとされる池田断層の破碎帯がこの屈曲部に存在しないことは確実である。

さらに、前述のとおり本地域の池田断層は和泉層群と三波川帯の岩石の境界をなすとされるが (岡田, 1968)、谷の内部では三波川帯の岩石は一切確認されない。これらのことから、落倉谷の屈曲部に池田断層が存在している可能性は極めて低い。高角度の断層面を持つ池田断層が井ノ久保地すべり地内に連続しているとすれば、少なくとも C 地点よりも南方を通過することになるが、その通過位置を示唆する有力な手掛かりは存在しない。これまでに報告された位置の地下深部に池田断層が存在しているのだとすれば、それは井ノ久保地すべりよりも深所で北傾斜の低角度断

層となり，C地点以南で地表に抜け出ている可能性がある。



写真 4.5.1.2 落倉谷屈曲部の露頭状況（撮影位置は前頁図に掲載）  
砂岩を主体とする和泉層群に，幅十 m を超す顕著な破碎帯はみられない。

4.5.2 白地衝上の状況

本項は Kato and Yokoyama (2014) に従いまとめる。

(1) 現地調査

馬谷橋の北方約 80m の馬谷川東岸斜面 (図 4.3.2.1 の A 地点) では、斜面を覆う表土の除去により、2箇所において白地衝上 (中川・中野, 1964b) とみられる低角度の境界断層を露頭で確認した。図 4.5.2.1 に本地域のルートマップを示す。両露頭は馬谷川に沿って南北方向に約 10m 離れている。本論では 2 箇所の露頭のうち、北側のものを A1 露頭、南側のものを A2 露頭と呼ぶ。写真 4.5.2.1 に両露頭の写真を、図 4.5.2.2 に A1 露頭のスケッチを示す。

両露頭では土柱層の未～半固結堆積物を、2種類の粘土層、すなわち下部の暗緑色粘土と上部の黒色粘土が覆っている。露頭で確認できる暗緑色粘土の厚さは 10～30cm, 黒色粘土の厚さは 30cm 以上で、黒色粘土の上端は表土に覆われているため、その正確な厚さは把握できない。2種類の粘土の間をなす境界面の走向・傾斜は、A1 露頭では N50° E, 22° SE, A2 露頭では N10° W, 58° SW である。また暗緑色粘土と土柱層シルトの境界面の走向・傾斜は、A1 露頭では N35° E, 30° SE, A2 露頭では N17° W, 52° SW である。これらのデータから、2種類の粘土はともに大局的には南向きの傾斜を持つが、A2 露頭では西向き成分が大きく出ている。境界面は湾曲している可能性がある。

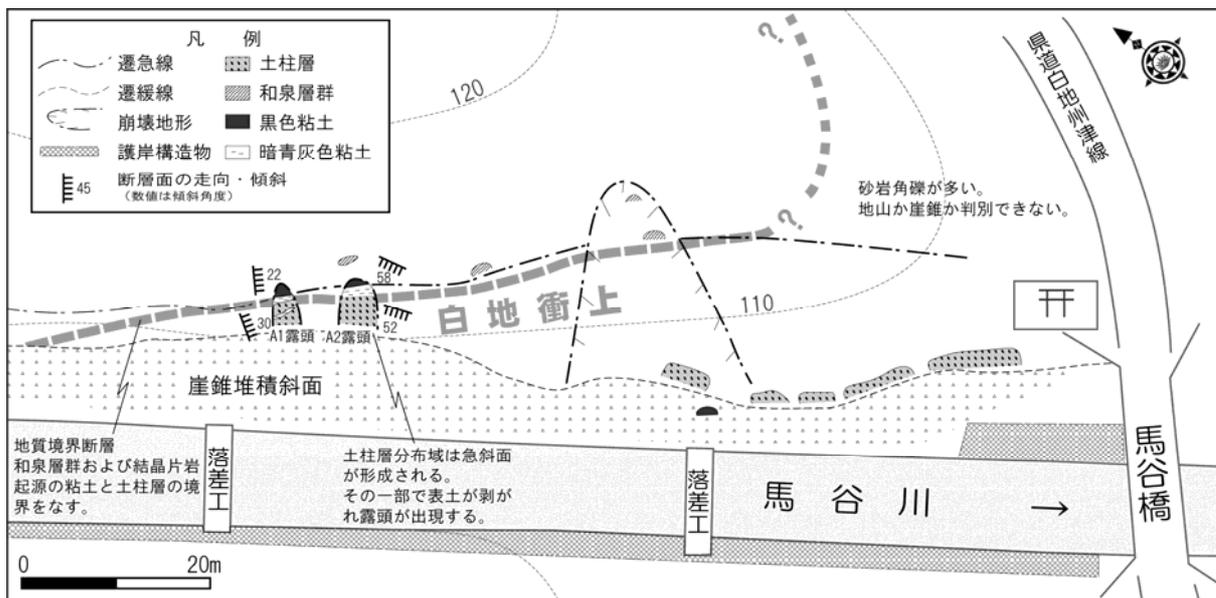


図 4.5.2.1 馬谷川東岸地域のルートマップ  
(Kato and Yokoyama (2014) を再構成して作図)



写真 4.5.2.1 白地衝上 A1 露頭 (左) と A2 露頭 (右)  
(Kato and Yokoyama (2014)を再構成して作図)

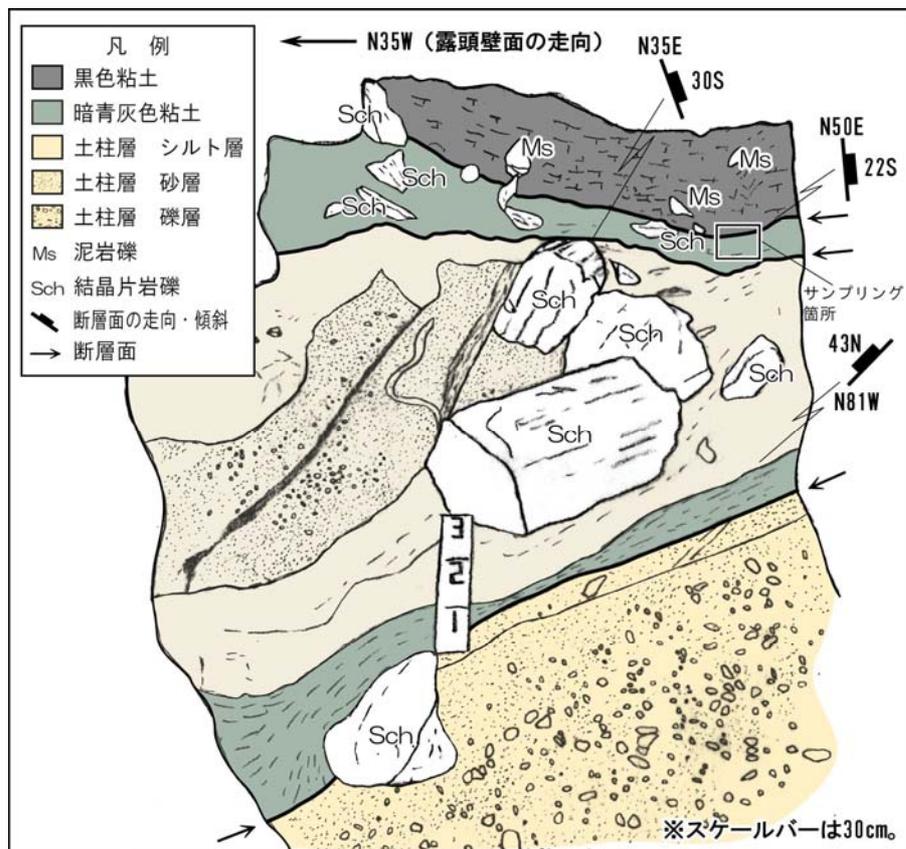


図 4.5.2.2 馬谷川沿い A1 露頭のスケッチと粘土試料サンプリング位置  
(Kato and Yokoyama (2014)を再構成して作図)

本地域の土柱層は礫層、中砂層、シルト層から構成され、一般に黄褐色を呈する。A1, A2 両露頭でみられる土柱層の層理は北方に緩やかに傾斜している。このことは、馬谷橋のすぐ北側で確認される露頭をはじめ、本地域の土柱層の層理が広域的に水平であることとは対照的である。礫は結晶片岩や石英脈起源の石英など、三波川帯起源の岩石を主体とし、和泉層群起源の砂岩・泥岩もわずかに混じる。含有する礫の標準的な礫径は 1cm 以下で、円礫および亜円礫を主体とする。

暗緑色粘土は礫分に富む軟質な粘土で、雲母光沢に富み、部分的に淡灰～褐灰色を呈する。粘土は強風化した結晶片岩からなり、片理が肉眼でも確認できる部分がある。A2 露頭においてはこの片理面が上位の黒色粘土との境界面に対して斜交している様子（写真 4.5.2.1 右）が確認され、その走向・傾斜は  $N4^{\circ} E, 83^{\circ} W$  である。薄片では砂質片岩、珪質片岩など、結晶片岩の破碎岩片の混入が観察され、これらは角礫状を示す。このことから、岩片は粘土の下位に分布する土柱層の円礫からの混入物ではない。

A1 露頭の下部には、みかけの傾斜約  $20^{\circ} N$  で土柱層を切断する小断層が存在し、それに沿って上述と同じ暗緑色粘土が存在している（図 4.5.2.2）。この小断層より上位の領域にはシルト・砂・礫からなる土柱層様の堆積物が分布するが、それは先述の土柱層とは異なる性状を有する。その色調は青みがかった淡褐色を呈し、標準的な土柱層の露頭と暗緑色粘土の中間的な色調に見える（写真 4.5.2.1 左）。最上位のシルト層中に砂および細礫が不規則的に密集する部分があり、そこでの層理は  $45^{\circ}$  以上の比較的急な角度で北に傾斜している。礫は小断層の下位と同様に結晶片岩や石英脈起源の石英による円礫（径 1cm 以下）が多いが、しばしば特徴的に径 50cm を越える風化の著しい結晶片岩巨礫を混在している。この巨礫は亜角礫で、一部で粘土化しており、ハンマー打診により容易に片理に沿って剥離し崩壊する。この風化巨礫は、先述の暗緑色粘土中に含まれる岩片に類似している。このような観察事実から、小断層より上位の堆積物は、暗緑色粘土が不規則に混在した土柱層と考えられ、風化巨礫は暗緑色粘土中に残存していた岩塊に由来する可能性が高い。

黒色粘土は礫分に富む軟質な粘土である。その内部には、それと類似した色調の泥岩や、暗灰色を呈する砂岩の岩塊が多数混入している。混入岩塊の大きいものは径 10cm 程度で、亜角礫状を呈する。粘土の下盤の土柱層にも泥岩礫が含まれるが、土柱層中のそれは量的に結晶片岩礫に比べて極めて少なく、また径数 cm 以下の円礫である。このことから、黒色粘土中の泥岩塊は土柱層中の礫が粘土中に混入したものではない。

2 つの露頭の斜面上方には、破碎した和泉層群が分布している（図 4.5.2.1）。これらは馬谷川上流方でみられる新鮮な和泉層群と比較して亀裂質で脆弱ではあるが、亀裂は密着しており、本地域に西接する井ノ久保地すべりなど和泉層群の地すべり地内で認められるような、地すべり移動体に特有の開口亀裂は認められない。また、当該斜面に地すべりを示唆する地形的特徴は認められない。このことから、斜面上の和泉層群は岡田（1973）が指摘するような地すべりまたは崩壊性の堆積物ではなく、断層破碎した地山である。この和泉層群の破碎岩体の分布は断層露頭の数十 m 北方で、馬谷川河床のレベルまで下がってきている。和泉層群破碎岩体の下面の傾斜は北に  $25^{\circ}$  程度と考えられる。

## (2) 粘土の研磨試料観察

白地衝上にみられる粘土の内部構造を観察するために、A1 露頭の暗緑色粘土・黒色粘土の境界付近から粘土を採取し、エポキシ樹脂を用いた固化処理を経て、研磨観察試料を作成した。試料は東西 5cm×南北 5cm×鉛直 10cm の立方体で、そのうち鉛直断面となる南北研磨面と東西研磨面を観察面とした（図 4.5.2.3）。露頭でのサンプリング位置は図 4.5.2.2 に示した。

粘土は層状をなしており、色調の違いにより下位から黄褐色部、緑褐色部、黄褐色部、緑褐色部、褐灰色部、黒色部（黒色粘土）に分類される。各色調の境界面は、うねりをみせながら全体的に西に約 30° で傾斜している。黄褐色部、緑褐色部、褐灰色部の相互の境界面は、湾曲がみられるものの凹凸は少なく、また境界面のコントラストは不明瞭である。これに対して、褐灰色部と黒色部（黒色粘土）との境界面は非常に凹凸に富み、境界面のコントラストは明瞭である。

緑褐色部と黄褐色部は、共に三波川帯起源の結晶片岩および石英脈起源の石英の岩片がみられ、和泉層群起源の砂岩・泥岩の岩片はみられない。緑褐色部・黄褐色部の色調の違いは、マトリクスをなす細粒分の色調の違いに由来している。黄褐色部の方が、総じてマトリクスが細粒・緻密である。岩片の大部分は 2mm 以下の角礫で、その長軸は色調の伸びの方向に配列している。岩片の集合が密な部分と疎な部分があり、それにより色調の微妙な変化が生じている。

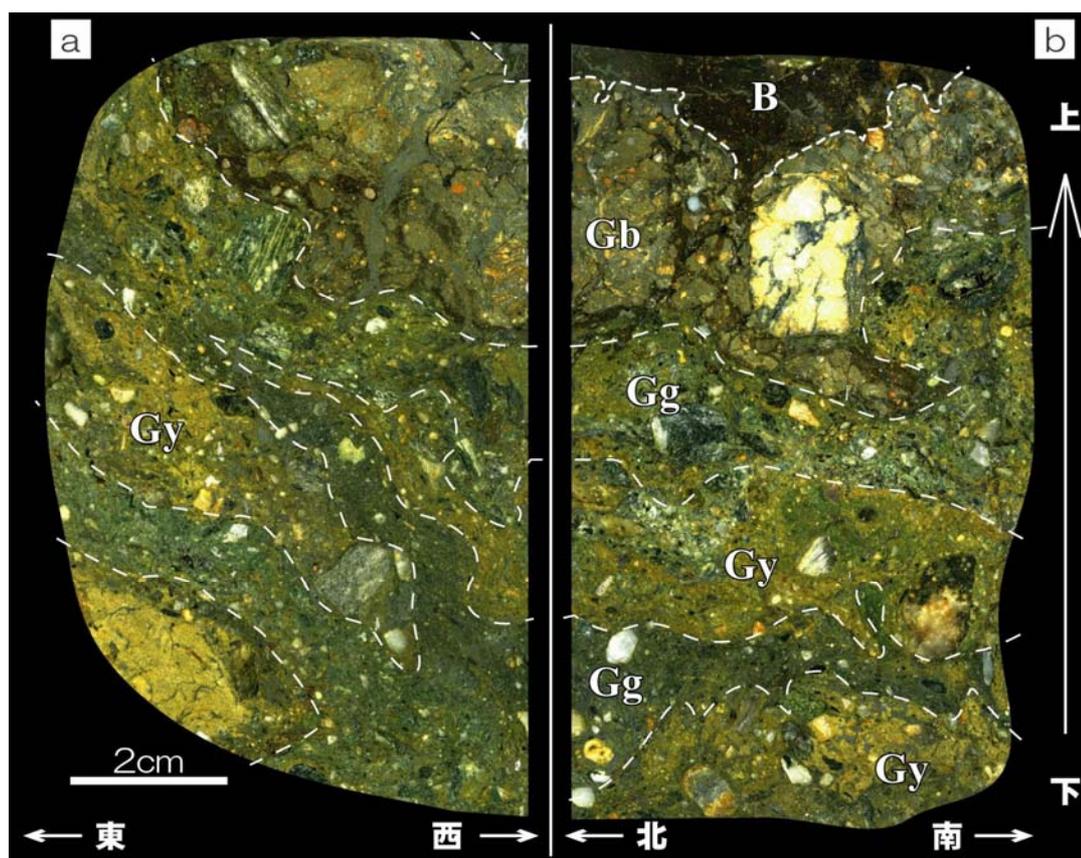


図 4.5.2.3 白地衝上における境界低角度断層の研磨試料 (a : 東西面, b : 南北面)

(Kato and Yokoyama (2014)を再構成して作図)

Gb : 暗緑色粘土 (褐灰色部), Gg : 暗緑色粘土 (緑褐色部), Gy : 暗緑色粘土 (黄褐色部), B : 黒色粘土

褐灰色部には結晶片岩，石英粒，砂岩，泥岩の岩片がみられ，三波川帯起源の物質と和泉層群起源の物質が混在している。マトリクスは細粒・緻密である。上述のとおり，上位の黒色粘土との境界面は非常に凹凸に富んでいるほか，南北研磨面では黒色粘土が下位の暗緑色粘土に対して2cm程度貫入した構造が認められる（図4.5.2.3(b)）。貫入部は下向きの漏斗状の形状をなす。その下端付近では黒色粘土が網目状に分散している。貫入壁面に沿う粒子の乱れや特殊な構造は確認されない。

黒色粘土は細粒・緻密な粘土からなり，泥岩および砂岩の岩片を混在している。砂岩の岩片には，濃褐色を呈し強く風化しているものがある。泥岩の岩片とマトリクスはほぼ同一の色調を呈する。黒色粘土中に結晶片岩の岩片は認められない。

## (3) 粘土の薄片観察

褐灰色部（下位）と黒色部（上位）の境界を薄片で観察すると、下位の褐灰色部に分散する結晶片岩の岩片に、上位の黒色部の粘土が貫入する様子が認められる（図 4.5.2.4）。岩片は片理に沿って破断し、その間に上位の粘土が入り込んでいる。破断した結晶片岩の岩片は、一部が黒色粘土側にも混入している。

また東西方向に鉛直切断した断面の薄片を観察すると（図 4.5.2.5）、黒色部と褐灰色部の境界では、上位の黒色部側に含まれる粒子が引きずられ東方へ流動している様子が認められる。

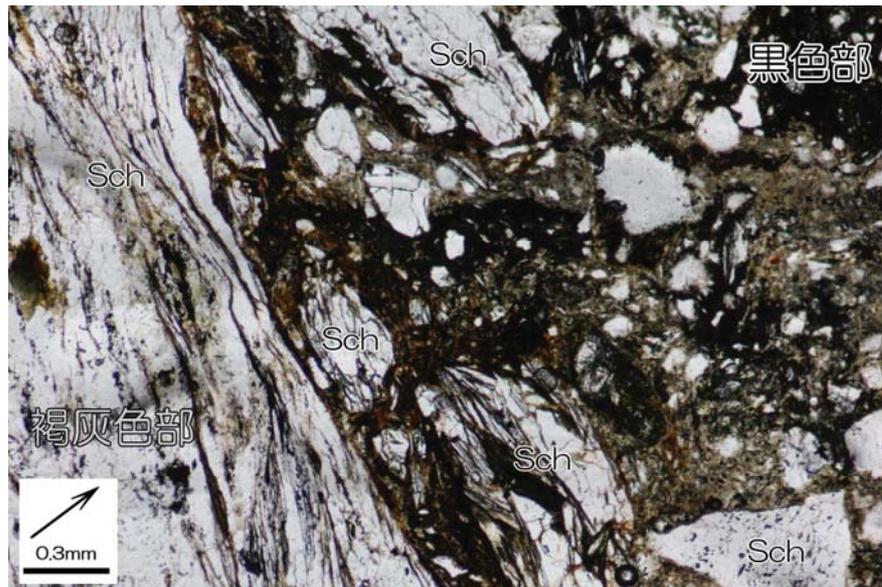


図 4.5.2.4 白地衝上で産出する断層ガウジのNS断面の偏光顕微鏡写真（オープンニコル）  
鉛直断面で矢印は上位方向を示す。Schは結晶片岩片を示す。

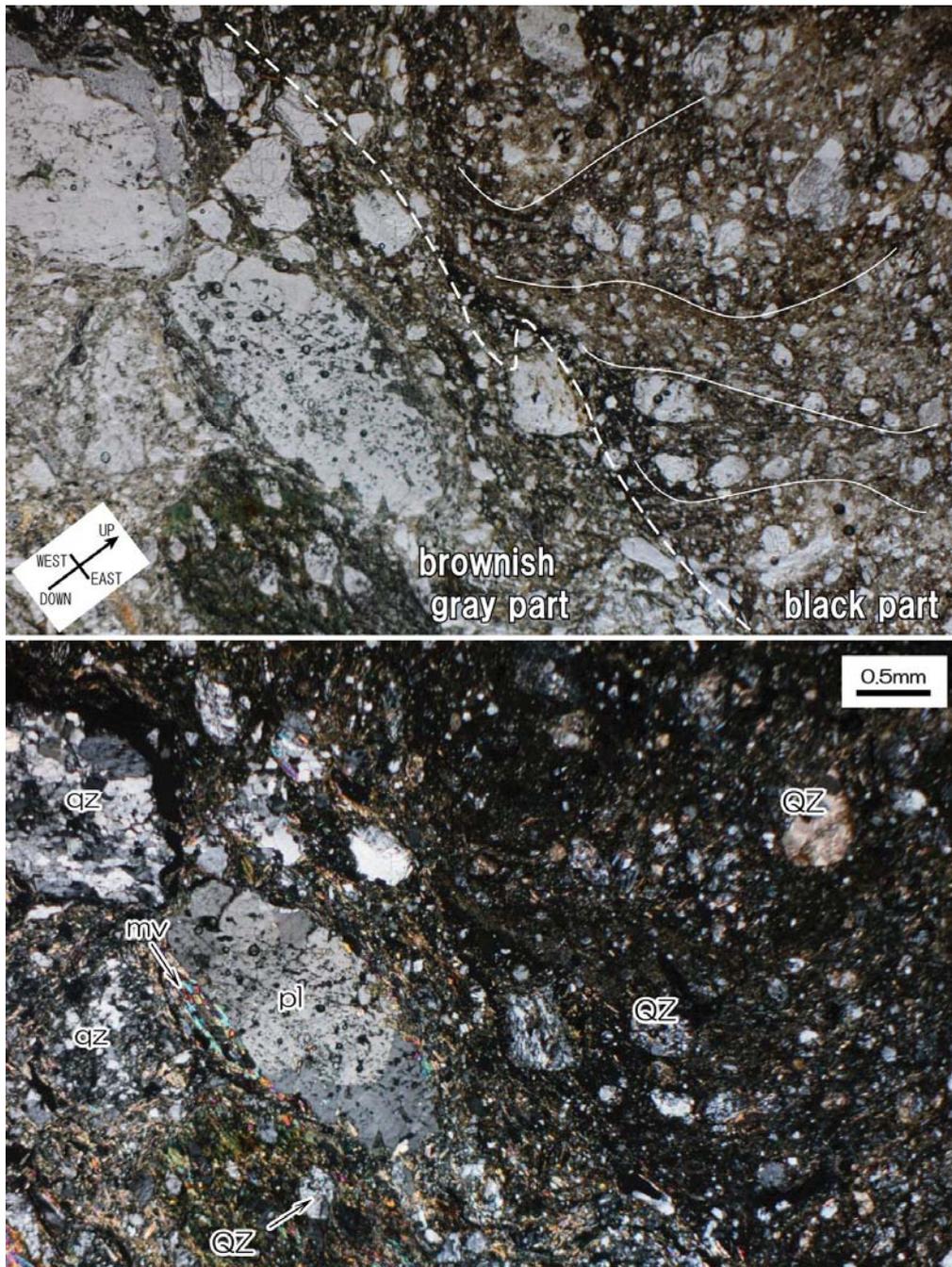


図 4.5.2.5 白地衝上で産出する断層ガウジの EW 断面の偏光顕微鏡写真  
(Kato and Yokoyama, 2014)

上：オープンニコル，下：クロスニコル。鉛直断面で矢印は方位を示す。

QZ: 石英（黒色部），qz: 石英（褐灰色部），pl: 斜長石，mv: 白雲母。

## (4) 白地衝上の解釈

## a) サンプル観察の評価

研磨試料および薄片の観察事実から、緑褐色部と黄褐色部は露頭で確認される暗緑色粘土、黒色部は露頭で確認される黒色粘土に相当すると考えられる。構成岩片の種類や露頭での観察結果を総合的に判断すると、前者は三波川結晶片岩類起源、後者は和泉層群起源である。

褐灰色部は、暗緑色粘土と黒色粘土の双方の特徴が混在している。このことから、褐灰色部は両者の漸移的な部分と考えられる。なお、これは黒色粘土から貫入を受けているほか、黒色粘土との境界面はコントラストが明瞭で、しかも特徴的に凹凸に富んでいることから、黒色粘土とは一線を画する。褐灰色部は暗緑色粘土の所属で、断層運動に伴い黒色粘土起源の物質の混在を受けているものと判断できる。またそこでは粒子が引きずられている。黒色粘土の下位への貫入構造は、地表付近の高い含水状態において、断層運動に伴う高い圧力を受けることにより黒色粘土が流動的に挙動したことによるものと推定され、両者が断層関係で接していた履歴を示すものである。

## b) 低角度断層の解釈

今回の調査から明らかになった事実をまとめると、次のとおりである。

- ① 和泉層群の破碎岩体は土柱層を覆って分布し、その境界面は低角度北傾斜である。
- ② 和泉層群の破碎岩体の下面には、上部の和泉層群起源の黒色断層粘土と、下部の三波川結晶片岩類起源の暗緑色断層粘土が存在している。2種類の粘土は互いに断層関係で接している。
- ③ 対象斜面には地すべり地形が確認されず、土柱層を覆う和泉層群破碎岩体にも地すべり性の破碎が認められない。

これらのことから、土柱層上に和泉層群の岩体が衝上する白地衝上は存在し、それが地すべりのすべり面でないことは明白である。その通過位置は中川・中野（1964b）に概ね一致している。露頭で計測される断層粘土と土柱層の境界は南～西傾斜を示すが、岩体の分布状況から断層は北傾斜で発達し、うねりを伴っていると考えられる。このような衝上断層面の局所的な著しい変化は、近畿地方でも記載されている（横山，2007）。白地衝上に挟まれる粘土は、和泉層群と三波川帯との地質境界断層であった中央構造線の断層破碎帯の粘土の一部で、断層運動の鉛直成分による引きずりに伴い地下深部からはがされて上昇してきたものと考えられる。白地衝上は土柱層を切断していることから、少なくとも土柱層の堆積中～後の時期に、中央構造線の地表地震断層として活動したことが示唆される。

## 4.6 考察

### 4.6.1 断層通過位置に関する議論

井ノ久保地すべり東方の馬谷川東岸では、中川・中野（1964b）などが報告した衝上断層である白地衝上の存在が今回の調査により改めて確認された。そこでは強く破碎した和泉層群が、土柱層の礫層の上を覆っている。一方で、岡田（1968）などが主張する高角度の池田断層については、その通過が地形的に予想されている位置での断層露頭の発見ができないため、その存在や性状に関しては議論できない。

岡田（1968）などにより池田断層が通過するとされた落倉谷屈曲部およびその周辺には、植生等により露頭確認ができない部分を考慮しても、他地域の池田断層沿いでみられるような大規模な断層破碎や粘土化は認められない。この屈曲部の地表に、池田断層のような繰り返し活動してきた活断層があることは考えにくい。

落倉谷屈曲部の E 地点では、上下 2 枚の低角度のすべり面が確認された。このことと地すべり分布域の地形判読結果から、LS2 と LS3 が独立して滑動し、LS2 が LS3 を覆って発生したことが推定される。斜面下部の LS3 が先に活動することで、その背後の流れ盤斜面が不安定化し、後発的に LS2 の移動体が滑動したと考えている。この時、LS2 と LS3 の境界に存在する直線的な崖の成因は、岡田（1968）などが指摘するような断層変位によるものではなく、LS2 の移動体末端に生じた肥厚部による崖と解釈できる。また、屈曲部南方にかつて存在し、現在は造成により大部分が消失した小丘（図 4.3.2.1）は、LS2 の末端に生じた肥厚部が浸食等により分離したものと考えている。

LS2 の滑動方向は、背後の大規模な滑落崖の形状から南東と考えられる。一方で LS3 の滑動方向については判断根拠が得られないが、上記の形成機構を考えると堆積物の分布から南ないし南西方へ滑動したことが推定される。元来南へ直線状に流下していた落倉谷は、LS3 が南西方向に滑動した時に閉塞されたことにより、現在のように地すべりの縁辺を回り込むような流路に屈曲した可能性がある。

これまでの調査では、馬谷川東岸の白地衝上の断層粘土内部を除き、地すべり移動体ではない和泉層群と三波川帯の岩石類が直接的に接する地質境界を確認できていない。白地衝上には三波川結晶片岩に由来する断層粘土が挟まれていることから、それは地下深部における和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層の地表延長と考えられる。この境界断層の位置推定は、本地域の中央構造線の特徴を検討する上で重要な問題であるため、次節より地すべりの成因と交えながら議論を深める。

#### 4.6.2 井ノ久保地すべりの滑動特性

##### (1) 受け盤斜面で発達する地すべり

横山（1995）によれば、紀伊半島の和泉層群で発生する典型的な地すべりは、流れ盤側斜面で発生する層面すべりとされている。また松本・千木良（2007）、中野・横山（2010）によれば、讃岐山脈で発生する地すべりは流れ盤斜面で発生するものが多いとするデータが示されている。

井ノ久保地すべりの基盤をなす和泉層群には前述のとおり東にプランジした向斜構造があり、このために LS2 末端以南の基盤岩は受け盤構造となっている（図 4.3.2.1）。上述のような和泉層群の一般的な地すべりの性質と対比すると、井ノ久保地すべりのうち LS2 の末端から LS3 にかけての領域は、通常の状態では地すべり滑動が発生しにくい地質構造である。実際に落倉谷上流の E 地点で確認されたすべり面（図 4.4.4.2, 図 4.4.4.4）は、凹凸に富む上、一部は滑動方向と逆向きに傾斜している。また、4.4 節（4.4.4）で述べたすべり面の固化研磨サンプルでも、すべり面粘土の上下面が非常に凹凸に富んでいることが示されている（写真 4.4.4.2）。地すべり移動体は、より脆弱な泥岩と、砂岩中の節理を使って、砂岩ブロックを剥ぎ取りながら階段を上るように前進しているように見える。強大な力で巨大な地すべりを滑動させるメカニズムを考える必要がある。

##### (2) 地すべり末端部におけるすべり面の特性

馬路川左岸にみられるように、LS3 末端の少なくとも一部には、三波川結晶片岩類からなる基盤岩と地すべり移動体の間に礫層（土柱層）が挟在している（図 4.3.2.1）。このことは、和泉層群起源の地すべりはかつて河川が存在していた谷地形を横断して、南方へ滑動したことを示している。

一方で、地すべりの断面は図 4.4.3.1 に示すような舟底型の形状をとっている。そこで、地すべりの形成過程として、北側斜面からの地すべり移動体が旧馬路川の谷に押し出し、舟底状の谷地形を埋積したというモデルが一つの可能性として考えられよう。しかし LS3 末端で実施したボーリング調査（島根大学、2004）にて、地すべり下底に中央構造線起源の断層ガウジが採取されたこと（図 4.4.4.6）は、舟底状のすべり面はかつての地表形状を示すものではなく、地すべり発生時にはその位置に断層ガウジが存在する状態であったことを強く示唆している。そして地すべりは構造的に、その中央構造線断層ガウジをすべり面として滑動したと考えられる。すなわち舟底状のすべり面は、図 4.6.2.1 の模式図に示される地すべりの移送堆積域（押出域）ではなく発生域（削剝域）にあたり、舟底状のすべり面は末端部の土柱層と接する部分（図 4.3.2.1）を含めて剪断面であると判断するのが妥当である。上述のような、地すべり移動体が地表面上を活動したとするモデルは成り立たない。



4.6.3 地すべり発達過程の検証

大阪平野周辺部における第四系大阪層群と基盤岩（丹波層群や花崗岩）の境界逆断層では、平地側に土柱層と同時期の大阪層群が分布している。横山（1999, 2000, 2007）によれば、次のような機構により境界逆断層の低角度化が生じるとされている。すなわち、平地側の大阪層群がドラッグ褶曲やブロック化を伴って短縮することにより、山地側の基盤岩が緩み、山体の荷重の作用で基盤岩がクリープしながら斜面下方へ移動する。この時、境界逆断層も平地側に倒れかかり、断層面の低角度化が進行する。さらに、大阪層群中には境界逆断層から分岐した層状破碎帯が非海成層中を層面断層として走っており、その上面に沿って、基盤岩が平地側にせり出している。このとき、大阪層群と基盤岩が接する境界断層は非常に低角度なものとなる。

前述のとおり四国東部の中央構造線沿いの低角度断層は、地形的に報告されている活断層に南接して土柱層が分布する箇所では限定的に発生している（図 3.1.1）。そのうち【第3章】で議論したように三好市東部（例えば、加藤ほか, 2009；三野地域）や美馬市西部（例えば、中野ほか, 2001；美馬地域）では活断層のうち和泉層群と土柱層が接する箇所において、固結していない低地側の土柱層が次第に変形していくことにより、境界断層は地下深部から地表に向かって次第に低角度になりながら、和泉層群が土柱層に衝上していく現象が確認された。土柱層が変形していく原因として、三野地域の場合は断層の拘束性屈曲に伴う圧縮応力場の影響が大きく考えられ、荒川地域でもその可能性が示唆された。

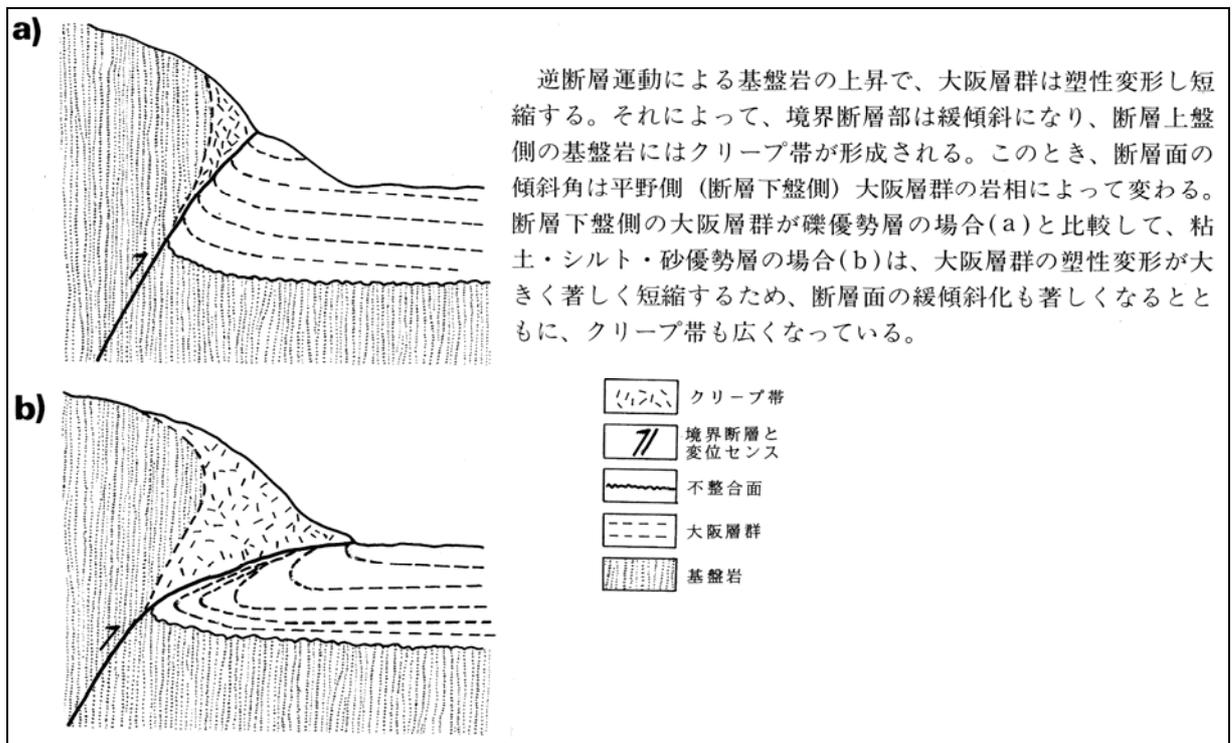


図 4.6.3.1 山地—平地境界断層が低角度化する近畿地方の例（横山, 2000）（再掲）

本地域の場合も、上述の各地域と同様に低地側に土柱層が分布しており、白地衝上の露頭では衝上断層面に近接する土柱層の変形が確認された。断層の地表トレースについて本地域では未解明な点も多いが、後藤ほか(1999)や後藤・中田(2000)が井ノ久保西からその西方の日ノ出にかけて馬路川南岸に右横ずれ断層を設定していることから、この断層がその北東方の井ノ久保地すべり直下を通過する断層に移行する部分は拘束性屈曲(狩野・村田, 1998)となり、圧縮応力場となり得る。以上の状況は、【第3章】で述べた低角度断層が形成される条件を満たしているものと考えられる。

前述のとおり、井ノ久保地すべりの発生域では受け盤の地層が強大な力で押し切られるような状態である。このことから、大阪平野の例のように土柱層の変形に伴い中央構造線が谷側に低角度化し、山地側の基盤岩が緩み、地すべり発生に影響した可能性がある。この緩みとともに、山地側の和泉層群岩盤が南方へ押出すことで、受け盤の地質構造を切るすべり面が発達した。その結果、図4.4.4.4などでみられるように、頭部に近い削剝域において凹凸に富むすべり面が形成された。

井ノ久保地すべり末端付近のすべり面が押出域ではなく削剝域に位置するのは、土柱層分布域で上述のとおり中央構造線が谷側に低角度化し、土柱層中の層面断層を通じて南方へ延伸してきたことを示している。地すべり末端付近ですべり面が滑動方向と逆の北傾斜に発達するのは、古馬路川南岸で北傾斜している、土柱層と三波川結晶片岩類の不整合面(土柱層堆積時の右岸斜面)まで中央構造線が達し、それは硬質な結晶片岩を下面とする北傾斜不整合面に沿って南方へ這い上がってきたからである。

以上のように考えると、井ノ久保地すべりのすべり面は、末端部では中央構造線の衝上断層そのものとなる。また、同じ衝上断層の東方延長が、馬谷川東岸でみられる白地衝上に相当する。実際、白地衝上と井ノ久保地すべりのすべり面は地質図学的にはほぼ同一延長上にあることから、このすべり面が白地衝上の延長ということは十分に考えられる。地すべり末端におけるすべり面が滑動方向とは逆向きの北傾斜で大きくせり上がっている状態も、ここが押出域(移送堆積域: 図4.6.2.1)ではない、すなわち地すべりの下底面が滑動当時の地表面ではなく、地下深部から押し上げられる逆断層面であるとすれば、滑動は十分可能である。本論では、従来から認識されてきた高角度の断層面を持つ池田断層と区別するために、地表付近の低角度断層を池田低角度断層と呼ぶ(図4.4.3.2)。この池田低角度断層は、重力の影響を受けて地表付近で低角度化したものであるが、テクトニック断層として挙動するものである。

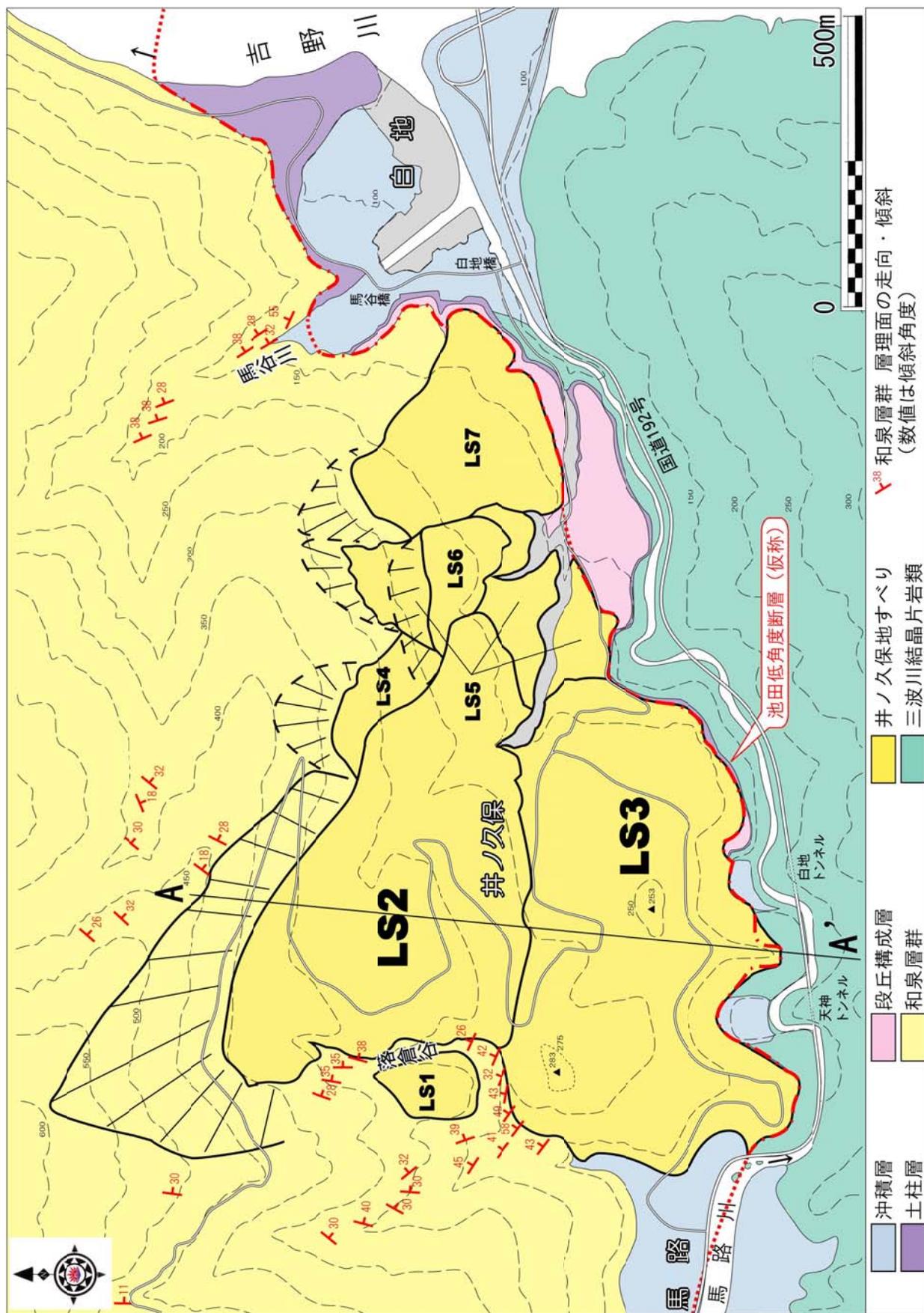


図 4.6.3.2 池田低角度断層の想定位置 (加藤, 2000 を再構成)

#### 4.6.4 断層・地すべり発達モデル

井ノ久保地区における中央構造線および地すべり発達の機構を、加藤(2000)、加藤・横山(2001)に基づき次のようにモデル化した(図4.6.4.1)。

##### (1) ステージ1(図4.6.4.1①)

更新世の前～中期には、馬路川の谷底には幅広い谷底低地が形成していた。ここでの谷底堆積物は、現在の土柱層である。この谷底を中央構造線が通過し、中央構造線の断層運動により、その北側は隆起し、讃岐山脈が発達していく。中央構造線を挟んで土柱層と接する和泉層群は、山体の荷重が大きくなった状態であるため、断層運動による隆起時には土柱層に対して圧迫し圧縮させている。圧縮を受けた未固結の土柱層では、ドラッグ褶曲や短縮等の変形が生じはじめる。

##### (2) ステージ2(図4.6.4.1②)

讃岐山脈の隆起が進むと、山麓の土柱層に対する側方への圧縮が大きくなり、土柱層の変形が進む。この時、中央構造線の上端部は土柱層内の層面断層に連結し、それは層理面に沿って水平方向にすべっていく。層面断層の上盤では、北側隆起の断層運動のたびに、和泉層群が断層に沿って南方へせり出していく。断層面は古馬路川の右岸に到達し、さらに斜面を這い上がり、現在の馬路川左岸まで到達する。これが池田低角度断層である。馬谷川東岸で確認される衝上断層(白地衝上)は、池田低角度断層の東方延長である。

##### (3) ステージ3(図4.6.4.1③)

池田低角度断層の上盤に乗る和泉層群の岩体は引張による破砕が発達し、岩盤の強度は大きく低下している。土柱層を極めて低角度で切る池田低角度断層は、その活動時に上盤の岩体に対して押出しの作用をもたらすため、讃岐山脈の南山麓では斜面の一部が滑動し、地すべりを起こす。これが井ノ久保地すべりLS3である。この時、中央構造線の低角度の断層面がすべり面として作用している。なお、地すべり発生時に断層の南端がどの位置にあったかは定かでない。

ステージ2から3にかけて、北方から押し寄せてくる和泉層群山体(恐らくは地すべり化した岩体)により、かつての馬路川の流路は南方へ押しやられていくことが考えられる。これにより、馬路川は元来の位置からは南方の現在の位置に移動し、三波川結晶片岩類からなる岩盤を下刻することになったとみられる。その河道の一時的な閉塞が生じたことも、十分に考えられる。

またこの時期には、LS3の西縁を南流する落倉谷もLS3により閉塞された。この結果、LS3の地すべり移動体の縁辺を沿うように落倉谷は屈曲したことが考えられる。

##### (4) ステージ4(図4.6.4.1④)

LS3の滑動により、その背後の流れ盤斜面が不安定化し、後に滑動した。これが現在のLS2である。LS2は、ESE方向に傾斜する基盤岩の層理面の影響を受け、SE方向に滑動したと推定される。LS2の移動体はLS3の頭部を覆うように移動し、その末端部に比高約50mの東西性の崖が直線状に形成された。

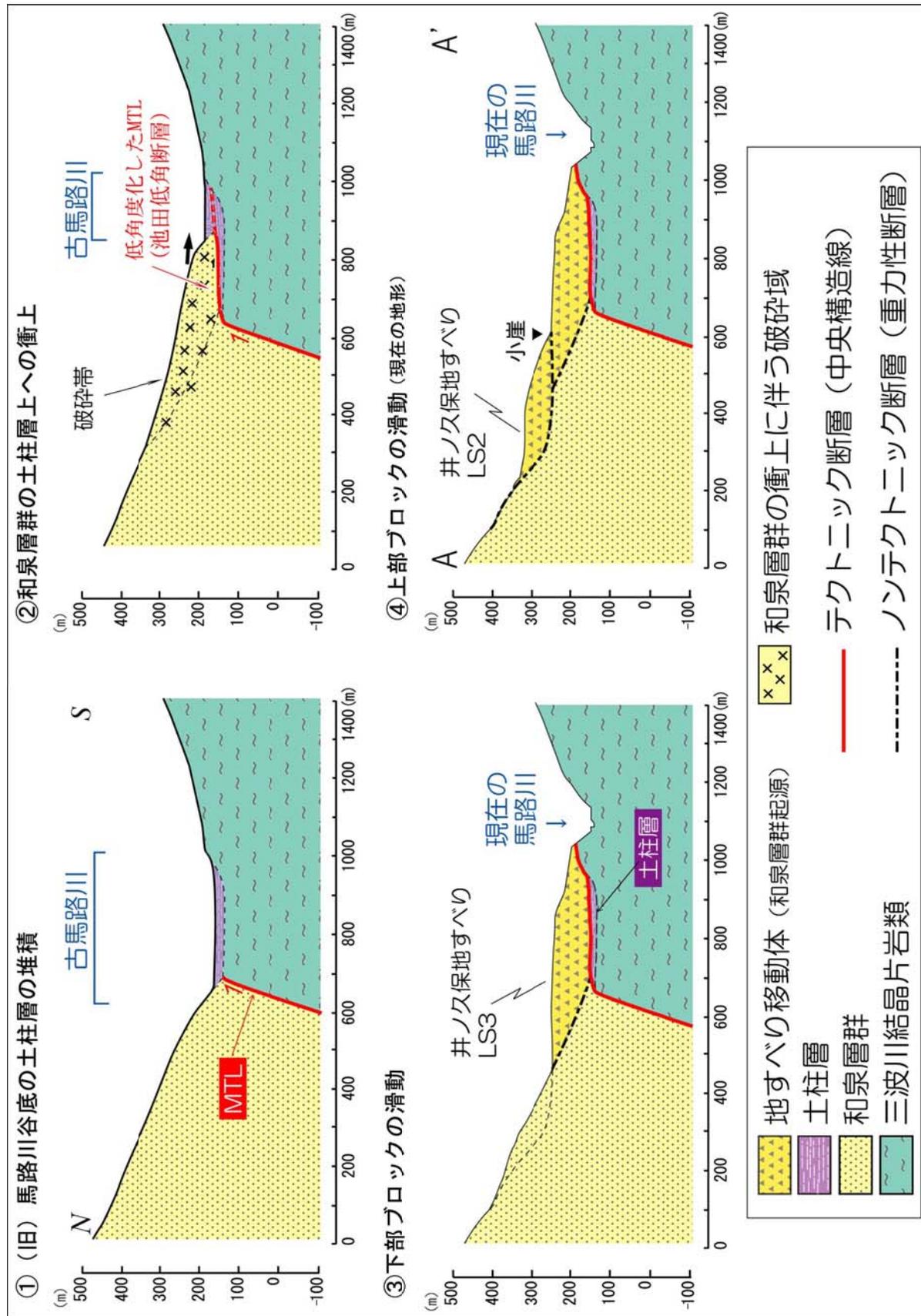


図 4.6.4.1 中央構造線 (池田低角度断層) と地すべりの発達モデル図 (加藤, 2000 を再構成)

4.6.5 池田低角度断層の分布

(1) 三好市池田町シンヤマ

井ノ久保地区の東方約 1.5km のシンヤマ (図 4.6.5.1) には、開口を伴う和泉層群の破碎岩体が礫層を覆って分布している。ここでは明瞭な地すべり地形が確認されないが、この岩体は北方の讃岐山脈斜面から滑落してきた移動岩体と考えられた (岡田, 1964)。

長谷川 (1992a) は、シンヤマを構成する岩体の内部構造から、これが地すべりであることを明らかにし、破碎岩体下位の礫層は讃岐山脈山麓で堆積した土柱層に相当することを示している (写真 4.6.5.1)。本調査でも、シンヤマの西部で和泉層群破碎岩体の下位に分布する土柱層を複数の露頭で確認した。このシンヤマの岩体は、下位に土柱層が分布する点で、井ノ久保地すべりと共通した地質構造を有する。このすべり面が池田低角度断層で、断層運動時に断層面上部の山体が押し出され地すべり化したものがシンヤマである可能性が考えられる。池田低角度断層は、シンヤマの地すべり岩体の下底面から白地衝上を通り、井ノ久保地すべりの末端に至る断層であると考えられる (横山・加藤, 2004)。

シンヤマとその北側の丸山の間には、岡田 (1968) によって中央構造線の活断層 (中央構造線活断層系池田断層) が通過するとされた東西性の谷がある。この谷の位置における活断層の実在については本論では検証していないが、ここに池田断層が存在するとすれば、岡田 (1968) が指摘するこの谷を境とした約 200m の変位は、地すべり形成後の断層変位量を示す可能性がある。

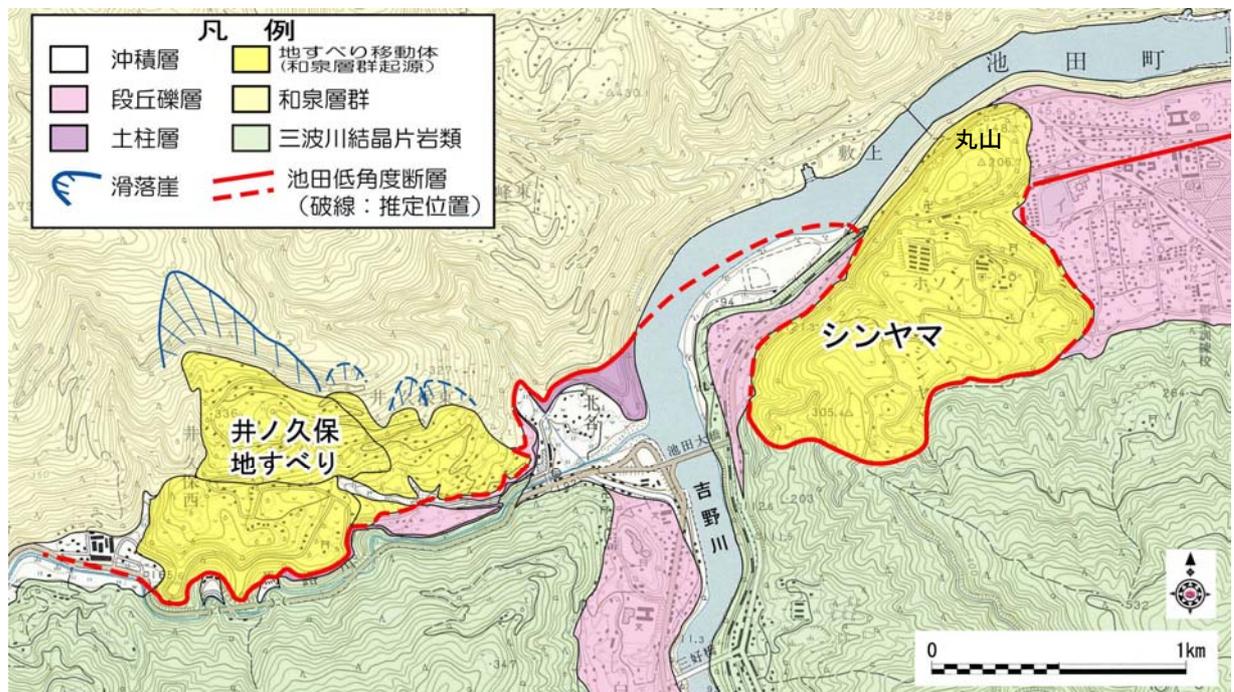


図 4.6.5.1 井ノ久保～シンヤマにおける池田低角度断層の位置 (横山・加藤, 2004 に加筆)



写真 4.6.5.1 シンヤマの破碎（地すべり）岩体下位には礫層が存在する（長谷川，1999）

(2) 三好市池田町船戸

田中ほか（2000）は、井ノ久保より約 4km 西方に位置する池田町船戸地域の馬路川右岸斜面において、地すべり堆積物に覆われる断層破碎帯が特徴的に低角度北傾斜で存在することから、このような所では断層破碎帯が地すべり堆積物の滑動に引きずられて湾曲し、低角度化したと考えられた。田中ほか（2000）の Fig.5 によれば、地すべり以前は中角度北傾斜であった断層面は、地すべりの発生とともに、すべり面よりも下方の不動域を含めて破碎帯が低角度に変形している様子が描かれている。

このように剪断面の引きずりに伴い地質構造が湾曲する例として断層運動に伴うドラッグ褶曲があるが、断層運動よりはるかにエネルギーの小さいと考えられる地すべり滑動に伴い、地質構造の湾曲が生じるかどうかは疑問である。舟戸地域の例では断層破碎帯や地すべり移動体の下位に土柱層に相当する礫層の存在を示すデータが示されていないため、推定の域を出ないが、ここには、もともと低角度の断層面を有していた池田低角度断層が存在し、その断層運動に伴い、当該地すべりが滑動した可能性がある。

以上より、池田低角度断層の分布は、三好市池田町シンヤマから同船戸付近にかけての約 6km の区間に、連続的または断続的に存在している可能性がある。

4.6.6 近接地域における類似事例（中野谷川西地すべり）

【第3章】で述べた徳島県美馬市西部（美馬地区）の中野谷川西地すべり（加藤ほか，2007）は，井ノ久保地すべりに類似した特徴が認められる。

(1) 地すべりの分布

和泉層群の層構造が北に傾斜した受け盤斜面に発達した地すべりである（図 4.6.6.1）。地すべりブロック内には，写真 4.6.6.1 のとおり成層状態が保たれた状態で開口亀裂の発達した和泉層群が分布している。この特徴は井ノ久保地すべりで確認された地すべり堆積物の特徴と類似している。



写真 4.6.6.1 開口亀裂が発達する中野谷川西地すべりの破碎和泉層群

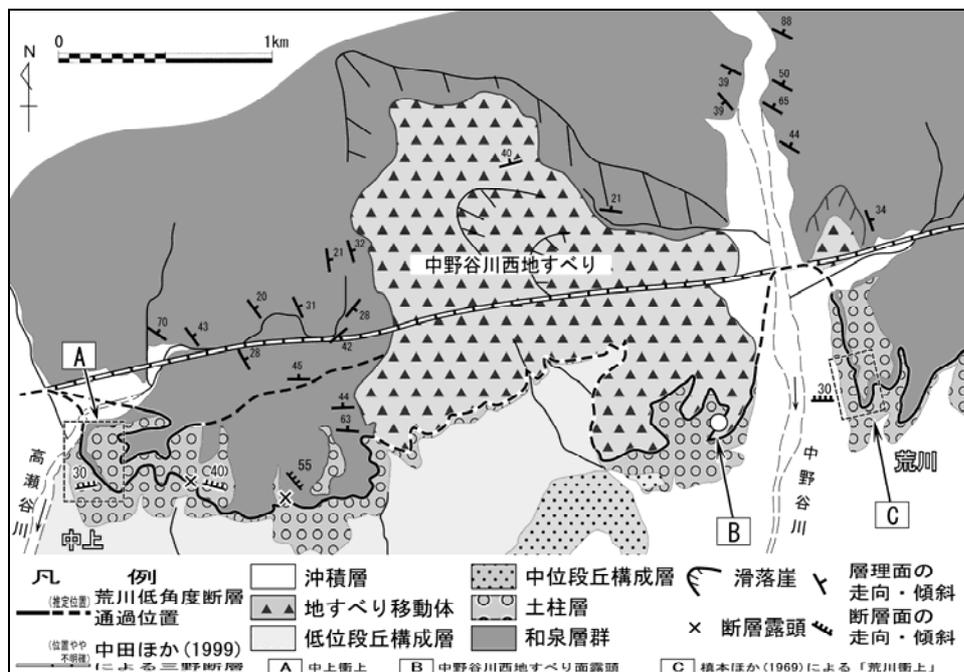


図 4.6.6.1 中野谷川西地すべり周辺の地質分布（加藤ほか，2007）

本図は本論図 3.2.2.3 からの再掲である。

## (2) すべり面の特徴

中野谷川西地すべりの末端では、和泉層群からなる地すべり移動体が土柱層の上を滑っている。前頁図の B 地点には、中野谷川西地すべりのすべり面が露出している（下写真）。すべり面は和泉層群の断層破碎帯である黒色粘土質断層ガウジからなる。すべり面の下盤の土柱層は主に砂岩の円礫～亜円礫からなる本流性礫層と、厚さ 10cm 以下の細礫混りシルト層の互層からなるが、すべり面はこの細礫混りシルト層に沿って走っている。このようなすべり面の産状は、上盤の和泉層群が角礫化し、開口亀裂が伴われていることを除けば、第 3 章で述べた中上露頭などで中野ほか（2001, 2009）、中野・横山（2002）などが記載した低角度地質境界面の産状と酷似している。

すべり面は走向 EW、傾斜 20°N であり、地すべり末端部のすべり面は地すべり頭部に向かって傾斜している。このすべり面は、【第 3 章】で述べた中上露頭およびその東方に延びる低角度の地質境界面や、後に述べる中野谷川を隔てて対岸の荒川衝上断層露頭の走向・傾斜に地質図学的に一致している（図 4.6.6.1）。



写真 4.6.6.1 中野谷川西地すべり末端のすべり面（破線部）  
前頁図の B 地点で撮影。

## (3) 地すべりの特性

中野谷川西地すべりの調査結果から認められる井ノ久保地すべりの類似点を示す。

- ・ 地すべりは讃岐山脈南麓の和泉層群を起源として南方へ活動し、地すべりの末端のすべり面は和泉層群と土柱層の地質境界をなす北傾斜の衝上断層（荒川低角度断層）と一致する。
- ・ すべり面は地すべり末端で地すべりの滑動方向とは逆向きに傾斜している。
- ・ 地すべり発生源の和泉層群の地質構造は、斜面に対して横盤～受け盤に近い。
- ・ 地すべりは上部と下部のいくつかのブロックに細分が可能である。
- ・ 当地区の主たる断層と考えられる三野断層が、地すべり地の中腹を通過すると考えられている（岡田，1970；水野ほか，1993）。

これらのことから、中野谷川西地すべりは井ノ久保地すべりと同様に、山体下部を通過する活断層（衝上断層）が活動した時に、山麓を通過する逆断層の上盤の岩体に対して押出しの作用がもたらされるため、その直上の斜面の一部が滑動することによって活動した可能性がある。

## 4.7 まとめ

徳島県三好市池田町において中央構造線および井ノ久保地すべりの調査を行い、それらの構造的関係を検討した。本章での検討内容をまとめると、次のとおりとなる。

- (1) 井ノ久保地区の周辺では、池田断層が地下浅部（地表付近）において低角度で衝上断層として存在していることを確認した。この低角度の断層を、高角度で地下深部から地表に達するとされる池田断層と区別するために、本研究では池田低角度断層と呼んだ。中川・中野（1964b）がかつて報告し、その後否定されていた白地衝上は Kato and Yokoyama (2014) により実際に存在が確認され、それは池田低角度断層の一部であると考えた。
- (2) 池田（低角度）断層が活動すると、断層北側の隆起成分がそのまま山麓では斜面の押し出し成分となる。すなわち、断層上盤の斜面は直下の断層に沿って谷に向かってせり出す。その時、断層運動は地すべり運動に転化し、井ノ久保地すべり（LS3）が発生した。山地－平地の境界部に存在する衝上断層（活断層）は巨大地すべりの素因・誘因になり得る。
- (3) 井ノ久保地すべりは池田断層に切断されていないことを、詳細な地表地質踏査から明らかにした。池田断層が井ノ久保地すべりを切断するとかつて認定させた地形的根拠のうち、井ノ久保地すべり中腹の直線的な崖は、LS3 発生後に続いてその背後に発生した LS2 の末端部と考えた。また池田断層通過の地形的根拠とされた井ノ久保地すべり西縁を流れる落倉谷の屈曲は、地すべりの発生に伴う流路の変更によるものと判断した。
- (4) 本件と同様に、地表付近で低角度化した中央構造線がすべり面に移化した地すべりとして、同じ池田断層東方のシンヤマや西方の船戸地区、徳島県美馬市西部の中野谷川西地すべりが考えられる。

## 第4章の引用文献

- 後藤秀昭・中田 高 (2000) : 四国の中央構造線活断層系－詳細断層線分布図と資料－, 総合地誌  
 研究叢書 35, 144p.
- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹波俊二・小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活断  
 層図「池田」. 国土地理院技術資料, 日本地図センター.
- 長谷川修一 (1992a) : 中央構造線沿いの破砕帯と道路建設の事例, 土質工学会破砕帯の工学的性  
 質に関する研究委員会, pp.38-61.
- 長谷川修一 (1995) : 大規模地すべり地形の形成年代からみた四国島の地すべり発達史, 日本地  
 すべり学会関西支部平成 5 年度シンポジウム講演集, pp.35-49.
- 長谷川修一 (1999) : 中央構造線沿いの大規模地すべり－その特徴と地盤工学上の問題点－, 土と  
 基礎, Vol.47, No.2, pp.21-24.
- 狩野謙一・村田明広 (1998) : 構造地質学, 朝倉書店, 東京, 298p.
- 加藤弘徳 (2000) : 中央構造線に規制された井ノ久保地すべりの構造と発達史, 平成 12 年度高知  
 大学卒業論文, 65p.
- 加藤弘徳・中野 浩・横山俊治 (2007) : 四国東部中央構造線活断層系の荒川低角度断層の構造と  
 活動様式, 日本応用地質学会中国四国支部平成 19 年度研究発表会発表論文集, pp53-58.
- 加藤弘徳・中野 浩・横山俊治 (2009) : 中央構造線活断層系芝生衝上と下盤土柱層の変形構造,  
 日本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, pp.11-16.
- 加藤弘徳・横山俊治 (2001) : 阿波池田町井ノ久保地すべりと中央構造線の構造的関係, 日本地す  
 べり学会第 40 回研究発表会講演集, pp.551-554.
- Kato, H. and Yokoyama, S. (2014): Rediscovery of the Hakuchi thrust associated with the  
 Median Tectonic Line active fault system in Awa-Ikeda town, eastern Shikoku, southwest  
 Japan, Earth Science, Vol.68, pp.165-172.
- 松本充弘・千木良雅弘 (2007) : 阿讃山脈中部の地形発達について, 平成 19 年度日本応用地質学  
 会平成 19 年度研究発表会講演論文集, pp.161-162.
- 松浦浩久・栗本史雄・吉田史郎・斎藤文紀・牧本 博・利光誠一・巖谷敏光・駒澤正夫・広島俊  
 男 (2002) : 20 万分の 1 地質図幅岡山及び丸亀, 地質調査総合センター, NI-53-27.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993) : 2.5 万分の 1 中央構造線活断層系 (四国地域)  
 ストリップマップ解説書, 構造図(8), 地質調査所, 63p.
- 中川 典・中野光雄 (1964a) : 讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”, 地質学雑誌, Vol.70,  
 No.821, 52-58.
- 中川 典・中野光雄 (1964b) : 阿波池田西部の“中央構造線”, 地質学雑誌, Vol.70, No.831,  
 pp.580-585.
- 中野 浩・加藤弘徳・横山俊治 (2009) : 掘削で出現した徳島県美馬市の中上衝上の断層構造, 日  
 本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, pp.65-70.
- 中野 浩・横山俊治 (2010) : 讃岐山脈, 和泉層群の地すべり, 一般社団法人日本応用地質学科中  
 国四国支部編中国四国地方の応用地質学, pp.160-161.
- 中野 浩・倉橋征示・横山俊治 (2001) : 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表

- 付近の構造, 平成 13 年度研究発表会発表論文集, 日本応用地質学会, 中国四国支部, pp.13-19.
- 中野 浩・横山俊治 (2002): 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造, 第 41 回日本地すべり学会研究発表会地すべり 2002 講演集, pp.437-438.
- 岡田篤正 (1968): 阿波池田付近の中央構造線の新規断層運動, 第四紀研究, Vol.7, No.1, pp.15-26.
- 岡田篤正 (1973b): 中央構造線の第四紀断層運動について, 中央構造線, 東海大学出版会, pp.46-89.
- 大八木規夫 (2007): 地すべり地形の判読法—空中写真をどう読み解くか—, 防災科学技術ライブラリー・シリーズ, Vol.1, 近未来社, 東京, 316p.
- 島根大学 (2004): ノンテクトニック断層と活断層の識別方法確立に向けた基礎研究, 平成 15 年度原子力安全基盤調査研究, 127p.
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1977): 吉野川沿岸のネオテクトニクスの諸問題, MTL, No.2, pp.17-27.
- 田中秀実・檜晋一郎・長谷川修一・原口 強 (2000): 破碎帯埋積地すべり堆積物の特徴と滑落方向の解析, 地質学雑誌, Vol.106, No.6, pp.385-396.
- 横山俊治 (1999): 断層, 日本応用地質学会編「斜面地質学」, pp.22-24.
- 横山俊治 (2000): 大阪平野周辺の境界断層, 日本応用地質学会編「山地の地形工学」, pp.93-94.
- 横山俊治 (2007): 山地—平地境界逆断層の断層運動と地すべり変動—近畿地方の大阪平野周辺地域の例—, 日本地すべり学会誌, Vol.44, No.4, pp.10-17.
- 横山俊治・加藤弘徳 (2004): ノンテクトニック断層の研究 (その 2) 山地—平地境界逆断層のテクトニック/ノンテクトニック挙動: 四国東部中央構造線活断層系の例, 日本応用地質学会平成 16 年度研究発表会講演論文集, pp.71-74.

## 第 5 章

断層岩類，すべり面粘土の記載

## 第5章 断層岩類, すべり面粘土の記載

### 5.1 導入

前章までに取り扱ってきた中央構造線沿いの低角度断層は, 中央構造線の本体断層(衝上断層)でありながら, 地すべりのすべり面などとしばしば誤認されてきた。この原因の一つとして, 露頭スケールでは両者の識別が困難であることが考えられる。このため, 中央構造線沿いの低角度断層のようなテクトニック断層と, すべり面のようなノンテクトニック断層を識別する手法の確立が求められる。本章の狙いは, 標本スケール, あるいは顕微鏡スケールで両者の識別の可否について検討することである。断層岩やすべり面粘土の剪断センスの特定は, 両者の識別に対して重要な情報を与えるものと考えられる。

断層活動に伴って, 断層面の周辺には二次的な小構造をもつ断層岩が形成され, この断層岩が破砕帯と呼ばれる部分を構成する。次節で詳しく述べるとおり, 断層岩は基質と岩片の固結, 未固結の程度, 粒度とその割合, および細粒の基質部での葉状構造の有無などを基準にして, 断層ガウジ・カタクレーサイト, マイロナイトなどに分類されている(例えば, 高木・小林, 1996)。

断層岩類や断層内物質の構造解析による断層の剪断センスの決定は, 剪断センスの解らない断層や剪断帯について特に有効である。原・横山(1974)は紀伊半島において, 中央構造線に接する領域の花崗岩類で細粒再結晶石英粒の形態定向配列による片理, 細粒再結晶石英の粒径と伸長度の空間的变化を解析し, 石英の変形様式の観察から中央構造線に接した領域の花崗岩類の変形状態を検討した。この研究を皮切りに, 岩石の様々なスケールの変形構造の解析を通じて大構造の歪分布を求め, それを基礎として大構造の形成機構を決定するという, 今日的な構造地質学的手法を用いた研究は着手された。延性剪断帯を構成するマイロナイトの非対称微小構造と伸長線構造や, 脆性剪断帯に特徴的な断層ガウジの微小構造を用いた剪断センスの決定は, 1980年代より数多くの研究者によって実施されている(例えば, Simpson and Schmid, 1983; Rutter et al., 1986; Tanaka, 1992)。

中部地方の中央構造線に沿っては顕著なマイロナイト帯が発達しており(原ほか, 1977), その微小構造の研究によりこの地域の中央構造線の剪断センスが検討されている(例えば, 高木, 1984; 柴田・高木, 1988)。一方で四国地方の中央構造線にはこのようなマイロナイト帯の報告はなく, 微小構造の観察に基づく剪断センスの検討例は極めて限られており, それは高木ほか(1992)による愛媛県砥部衝上の例が挙げられるにとどまる。高木ほか(1992)は, 愛媛県砥部町の砥部川沿いに露出する砥部衝上において, 三波川結晶片岩類(ドロマイト質片岩)の断層角礫岩, 和泉層群との境界部の断層ガウジなどに発達した複合面構造から, 上盤が北方に移動する正断層センスが本断層の活動最終期の運動を反映しているものとして報告された。そして当ガウジの K-Ar 年代が 14.7Ma を示していたことから, 石鎚コールドロンの形成(14~15Ma)に関連して生じた応力場の変化, すなわち南北圧縮から南北引張への転換によって, 衝上断層は正断層へ転換したのと考えられた。

本章では四国地方における中央構造線沿いに確認される断層露頭を対象として, その露頭産状や断層粘土の微小構造の記載結果を取りまとめる。そして微小構造の観察による剪断センスの特定に

ついて議論する。また地すべり粘土との比較を行い、断層粘土と地すべり粘土の識別を試みる。微細構造の観察に用いるのは、露頭で採取した粘土試料を用いて作成した研磨片および薄片である。微小構造の観察用試料の取り扱い方法等については後述する。

5.2 断層岩類について

(1) 断層岩類の分類

断層岩類とは、一般に断層帯の剪断変形の結果形成された岩石で、脆性および延性剪断帯を構成する断層関連岩を総称する言葉である。断層岩類は固結性・変形機構・ポーフィロクラスト（母岩の残晶）と基質部の割合などにより区分され、断層ガウジ、シュードタキライト、マイロナイトなどが知られている（例えば、Sibson, 1977, 表 5.2.1）。

断層ガウジ（断層粘土ともいう）あるいは断層角礫は、未固結の断層破碎物質として定義されている（例えば、Higgins, 1971）。その未固結の程度（カタクレサイトとの区分）を厳密に定義することは難しいが、経験的には、試料運搬の際に固定処置を施さないと崩壊してしまう程度に柔らかく崩れやすいものとされている（高木・小林, 1995）。断層粘土と断層角礫の区別は、肉眼で認定できる程度の粒度の破碎岩片と細粒基質分の構成比で区分されている（Higgins, 1971; 図 5.2.1）。これらは岩石全体が主に機械的な粉碎過程により脆性流動または破碎流動を伴った変形により形成される。カタクレサイトは、カタクラスティック組織で特徴付けられる、再結晶を伴わず固結した断層岩で（Sibson, 1977）、基質と岩片が固結している。比較的低温低圧条件下の地殻浅所において岩石に力がかわり、脆性破断を生じて形成される。シュードタキライトは断層運動などに伴う摩擦熱により母岩が融解・急冷されて生成した黒色・緻密な脈状の断層岩である。マイロナイトは地下深部で塑性流動を受け、再結晶した断層岩である。一般に断層に沿って狭長な地帯（数 km～数十 km）に分布し、延性剪断帯を形成している。剪断帯の構造に平行な面構造が特徴的に発達し、しばしば縞状の組織を呈する。

表 5.2.1 断層岩類の分類

Higgins (1971), Sibson (1977)などにに基づき高木・小林 (1995) が改定したもの。

Grain-size reduction ↓	Crushing		Fusion	Recrystallization
	Random fabric or foliated			Foliated
	Incohesive	Cohesive		
	Fault breccia	Protocataclasite	Pseudotachylyte	Protomylonite
		Cataclasite		Mylonite
	Fault gouge	Ultracataclasite		Ultramylonite

Boundary values for sub-classification

Name	Proportion of visible fragments	Grain size of fragment
Fault breccia	>30 %	Megabreccia >256 mm Mesobreccia 10-256 mm Microbreccia <10 mm
Fault gouge	<30%	
	Proportion of fagments	Grain size of fragment
Protocataclasite	>50 %	<10 mm in general
Cataclasite	10-50 %	
Ultracataclasite	<10 %	
	Proportion of porphyroclasts	Grain size of matrix mineral
Protomylonite	Variable depending on the lithology of protolith	>100 μm
Mylonite		20-100μm
Ultramylonite		<20μm

四国地方以外の地域では、前述のとおり紀伊半島から中部地方にかけて、中央構造線に沿って発達する領家花崗岩にマイロナイト帯が確認されている（原・横山，1974；原ほか，1977）。しかし四国地方の中央構造線沿いではシュードタキライト，マイロナイトの出現は一般的でなく，特に本論で取り扱う地域では断層ガウジ・断層角礫およびカタクレーサイトが分布している。

## (2) 剪断センスの決定法

断層岩類に保存された非対称微小構造を運動学的に解析することにより，剪断センスを決定することが可能である（高木・小林，1996）。断層ガウジのXZ断面に認められる非対称微小構造は，P foliation や R<sub>1</sub> 面（Rutter et al., 1986）などの複合面構造（図 5.2.1）のほか，破碎岩片の周囲を取り巻く asymmetric tails（図 5.2.1），フィッシュ型の形態を有する破碎岩片，非対称キックバンドなどがある。

断層ガウジの非対称微小構造として，複合面構造は特に有効である（高木・小林，1996）。断層ガウジの複合面構造については，Rutter et al. (1986) の用語法が知られている。この用語法に従い本論では，剪断方向に平行な主剪断面を Y shear（Y 面），粘土鉱物の定向配列などにより特徴づけられる葉片状の面構造を P foliation，シアバンドに相当するリーデルシアを R<sub>1</sub> shear（R<sub>1</sub> 面）と呼ぶ。

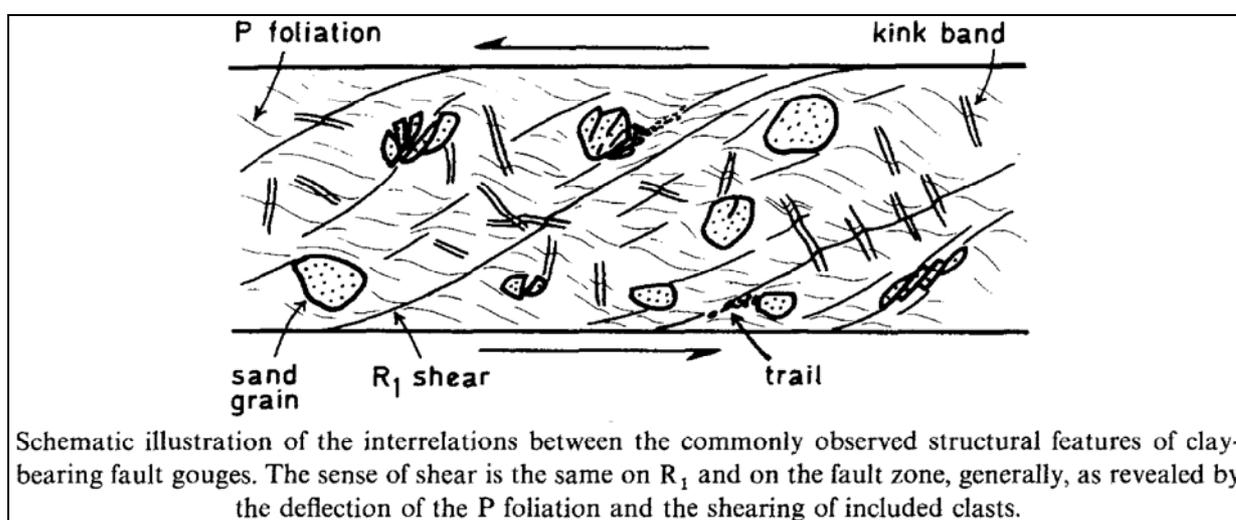


図 5.2.1 断層ガウジにみられる非対称構造（Rutter et al., 1986）

### 5.3 方法

#### 5.3.1 現地での観察

既往文献や地形情報等に基づき、中央構造線に関する断層岩類、あるいは地すべりに伴い形成された粘土の地表露出を搜索し、それに関する現地記載を行う。

露頭での観察では、次の事項を中心に記載を進める。

露頭での記載事項
・ 断層面の走向・傾斜
・ 主要な面構造の走向・傾斜
・ 条線など線構造の計測
・ 色調
・ 粒度
・ 礫の含有状況
・ 含水状況

#### 5.3.2 サンプルの採取・運搬

露頭で断層ガウジ等の粘土試料のサンプル採取を行う。サンプルは可能な限り定方位試料として、露頭から採取し、破損しないように実験室に持ちかえる必要があるため、次の方法を用いる。なお、天然記念物に指定されている箇所では、対象露頭からのサンプリングを実施しないこととした。

##### ① 露頭の清掃

露頭において採取対象となる断層等の位置を明確にし、作業性を向上させるために、ネジリ鎌等で露頭表面の土砂や雑草・苔等を排除し、清掃する。そして試料の採取範囲（試料の大きさ）を決定する。採取試料の大きさは調査対象にもよるが、運搬時の破損の可能性を考慮し、運搬する容器のサイズになるべく近いものが良い。

##### ② 瞬間接着剤の塗布

採取対象となる試料に細粒分が少なかったり、岩片の含有率が高かったりする場合には、タガネの打ち込みや試料抜き取り時、または運搬時等に試料が破損する恐れがある。このため作業前に市販の瞬間接着剤を流し込み、試料の強度増加を図る。瞬間接着剤は、試料への浸透性を考慮して低粘土（液状）のものを使用する。

##### ③ 方位基準の設定

採取範囲の任意の場所に、方位の基準となる爪楊枝を設置する。爪楊枝は確実に固定しなければならないので、粘土の中に埋め込むか、瞬間接着剤で固定するのが良い。そしてクリノコンパスで爪楊枝先端の方向とブランチを測定し、記録する。

## ④ タガネの打込み

採取範囲を囲む3面ないし4面にタガネを打込む。このとき、採取試料を立方体状とすると地山からの試料の分離が困難となるので、露頭壁面から奥に向かって四角錐状となるようにタガネを打込むと、試料の地山からの抜き取りが容易となる。

## ⑤ 試料の抜き取り

地山から区画された試料をゆっくりと抜き取る。この時に、必要に応じて瞬間接着剤を塗布し、試料の破損を最小限に抑える。

## ⑥ 試料の封入

採取した試料を、用意した塩化ビニル製タッパー容器に封入する。この時、容器内部に「遊び」（隙間）があると運搬時に試料が自由に移動し、壁面との衝撃で破損する恐れがあるので、「遊び」を最小限にするように詰め物を施すのが望ましい。また、試料の乾燥によるひび割れを防ぐために、容器に蓋をする必要がある。

## ⑦ 試料の運搬

なるべく衝撃を与えないように運搬する。

表 5.3.1 サンプルの採取・固化処理に用いる材料等一式

用途	品目	製品名	備考
採取	ネジリ鎌	—	
	タガネ	—	ハンマー打撃に耐え得る、高強度のもの。先端が広がった形状のものが良い。
	爪楊枝	—	
	瞬間接着剤	コニシ(株) アロンアルファプロ用(低粘度)	他社の低粘度製品より浸透良い。
運搬	タッパー	100円ショップ(ザ・ダイソー)で購入	塩化ビニル製で導性のあるもの。サイズは任意。
固化	樹脂	昭和電工(株) RIGORAC(リゴラック)	主剤・副剤
	樹脂	日油(株) FRP成型樹脂硬化剤 パーメックN	RIGORACの固化剤として使用。
切断面処理	樹脂	コニシ(株) エポキシ樹脂E205	主剤・副剤
表面保護	接着剤	ハンツマン・アドバンスト・マテリアルズ社 アラルダイト スタンダード	主剤・副剤



写真 5.3.1 サンプルの採取・固化処理に使用する薬剤  
 上段、左よりアロンアルファプロ用 No.1, リゴラック+パーメック N。  
 下段、左より E205 (主剤・副剤), アラルダイト。

## 5.3.3 サンプルの固化・研磨

サンプルの固化・研磨は次の方法に従う。

## ① サンプルの固化

サンプルの固化に使用する樹脂は、昭和電工（株）製の不飽和ポリエステル樹脂「RIGOLAC」である。固化処理に際しては、当製品に付属する「促進剤 E」および日油（株）製「FRP 成型樹脂硬化剤 パーメック N」を、それぞれ 100 : 1.5 : 3 の割合で混合する。これを、試料が封入された塩化ビニル容器に、試料が完全に沈むまで流し込む。完全に固化するまで 3 日程度を要する。

## ② 固化サンプルの切断

固化したサンプルは岩石カッターで切断する。この時には断層の方向に注意し、断層面に対して直交方向にカッターの刃を当て、定方位サンプルでは XZ 面が断面として現れるようにする。

## ③ 切断面の処理

切断面には樹脂の浸透していない生の状態の試料が露出しているため、一時的な表面保護を行う。ここでは、浸透性の良いコニシ（株）製エポキシ樹脂「E205」を用いる。主剤と副剤を概ね等量（副剤をやや多めにするとうまい）で混合し、対象面に薄く塗布する。膨潤性粘土を含有する粘土は、固化前に薬剤が粘土中に浸みこみ、適切な表面保護ができないことがあるため、数度に分けて塗布する必要がある。「E205」は固化まで 1 日程度を要する。なお、「E205」は熱、摩擦および水分（湿気）に弱いので、作業にあたっては留意が必要である。

## ④ 切断面の研磨

「E205」により固化処理を終えた切断面を研磨する。回転台等で、カーボランダム研磨剤およびグリセリンを用いて、#200 (220) → #600 → #1000 メッシュまで研磨する。その後、研磨面が平滑になるまで③と④の作業を繰り返し、サンプルを仕上げる。

## ⑤ 最終表面保護

研磨が完了したサンプル表面を 100°C 以下の温度で熱し、十分に乾燥させた上でアラルダイトを薄く塗布し、表面保護を行う。この時に研磨面を十分に熱しておかないと、塗布した薬剤が延びず、気泡が混入し塗布面が白濁するので注意を要する。この薬剤の固化に約 1 日を要する。

## 5.3.4 サンプル研磨面の観察

上述の手法で作成した試料の研磨面を観察する。観察に際しては複眼実体顕微鏡による観察と、高解像度 (2400dpi 以上) のスキャン画像の肉眼観察により、次の各事項を中心に記載をすすめる。

**研磨面での記載事項**

- ・ 主要な面構造の測定
- ・ 粒子や粉砕物の伸長方向の確認
- ・ 岩片（礫）の含有状態や配列

### 5.3.5 薄片の作成と観察

薄片の作成については一般的な岩石薄片と同じ方法を用いたので、その詳細に関しては説明を割愛する。なお5.3.3項の④の状態のサンプルに対し、さらに#3000メッシュまで研磨を加え、薄片作成に使用した。作成した薄片を偏光顕微鏡で観察し、特徴を記載した。

なお本研究で使用した試料の多くは軟弱な粘土で、薄片作成は固結岩石に比べて困難である。これは試料研磨を経てガラス板へ接着した後の膨潤や試料乾燥に伴い、接着面や研磨面が湾曲することによる。このため本研究では、偏光顕微鏡観察に使用し得る薄片が完成した試料のみを観察対象とした。

### 5.3.6 記載結果の取りまとめ

以上の観察事項に基づき、断層露頭等の状況を総括表とともに取りまとめた。総括表では下に示す項目に着目し、一覧した。この成果に基づき四国地方における中央構造線に関係した断層露頭の諸性質と、地すべり粘土の特性を考察する。

#### 総括表での一覧事項

- ・ 採取地名
- ・ 関係する活断層
- ・ 接する地層
- ・ 固結状況
- ・ 走向・傾斜
- ・ 粘土帯の幅
- ・ 熱水脈の有無
- ・ 貫入岩の有無
- ・ 複合面構造の有無
- ・ 結晶片岩起源物質の混入の有無

## 5.4 中央構造線沿いに産出する粘土

本節では、徳島県～愛媛県にかけての中央構造線沿いに出現する次の11地点における断層岩類の露頭状況、研磨観察結果等についてまとめる。①～⑨は中央構造線の北側（和泉層群）が隆起する徳島県内の露頭、⑩～⑬は中央構造線の南側（三波川変成岩）が隆起する愛媛県内の露頭である。図5.4.1に調査位置を示す。なお⑨⑫⑬⑭の各露頭は天然記念物に指定され保護されているため、ハンマーによる露頭の破壊は行わないこととした。

**本章で取り扱う中央構造線沿いの断層露頭**

- ① 徳島県阿波市阿波町芝生谷川の断層露頭
- ② 美馬市小星大師池の断層露頭
- ③ 美馬市荒川嫁坂谷の断層露頭
- ④ 美馬市荒川中野谷川東岸の断層露頭（荒川衝上）
- ⑤ 三好市三野町芝生の芝生衝上
- ⑥ 三好市三野町芝生の三野断層（結晶片岩の混入岩塊）
- ⑦ 三好市三野町芝生の芝生北露頭
- ⑧ 三好市三野町太刀野堂ノ谷の断層露頭
- ⑨ 三好市三野町太刀野西部の池田断層
- ⑩ 三好市池田町州津の池田断層露頭
- ⑪ 愛媛県四国中央市川滝町東方の結晶片岩断層露頭
- ⑫ 四国中央市川滝町の川滝衝上露頭
- ⑬ 西条市丹原町湯谷口の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層露頭
- ⑭ 砥部町岩谷口の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層露頭（砥部衝上）

前章までの本文中に試料観察結果を記載した次の3地点（図5.4.1）については、本章での記載を割愛し、検討のみ行う。

- a. 三好市池田町白地の白地衝上（第4章で記述）
- b. 三好市池田町井ノ久保地すべり西縁の落倉谷（第4章で記述）

また比較検討資料として、四国各地の以下の場所における断層粘土、地すべり粘土についても記載を行った（図5.4.1）。

- ア. 結晶片岩のすべり面粘土（その1：田井地区）
- イ. 結晶片岩の地すべり粘土（その2：葛地区）
- ウ. 層状堆積岩の断層粘土（平鍋地区）

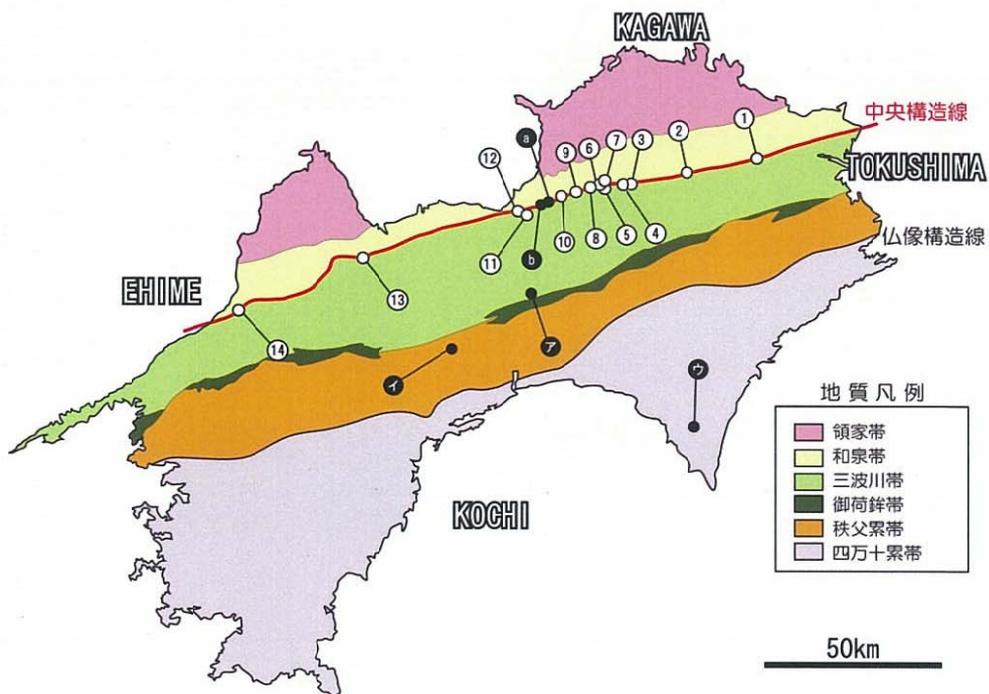


図 5.4.1 本章で取り扱う調査地点（番号，記号の位置は本文中に記述）

## 5.4.1 徳島県阿波市阿波町芝生谷川の断層露頭（地点 No.1）

## (1) 調査地の状況

讃岐山脈を南流する芝生谷には、流路が西方へ約 100m 屈曲している箇所がある（図 5.4.1.1）。岡田（1970）は中央構造線活断層系父尾断層について、この屈曲より約百 m 南方の遷緩線を ENE-WSW 方向に通過する断層として図示している（図 5.4.1.1 左）。そしてそのトレース上に、「和泉層群中に、1.6~2m の幅の断層破碎帯があり、この中に礫層が取込まれている」とされた断層露頭を確認し、それを父尾断層の認定根拠としている。その後発行された水野ほか（1993）のストリップマップ、中田ほか（1999）の都市圏活断層図は、岡田（1970）と概ね類似した配置の活断層を想定しているが、局所的にみると通過位置はやや異なっている。中田ほか（1999）では芝生谷の屈曲を父尾断層の横ずれ活動による変位と認定しているが、断層の通過位置と谷の屈曲地点は一致せず南北方向に数十 m 以上離れており、認定理由が不明確である（図 5.4.1.1 右）。

対象露頭はこの河谷の屈曲部の東縁に位置し、既往資料に図示されている断層トレースからは外れた場所にある。本露頭については岡田（1970）により位置のみ示されているが、記載はない。

## (2) 断層露頭の産状

図 7.4.1.1 に示した「調査地」の周辺の芝生谷川の両岸には比較的堅硬な和泉層群が分布し、それらは土柱層の円礫層により不整合に覆われている。水衝部の左岸壁面からその上部の未舗装道路底面にかけて、幅 1~2m 程度の範囲に断層ガウジが出現している（図 5.4.1.2）。断層面の走向・傾斜は N7° E, 28° NE で、断層ガウジは和泉層群中を走っている。断層ガウジは白色部と黒色部の縞状をなし、一部は変色して赤褐色を呈している（写真 5.4.1.1 左）。

当露頭脇の左岸斜面は、この断層ガウジをすべり面として河床に向かって地すべりが押し出している。この地すべりは、露頭の約 50m 上流にある砂防堰堤の右岸翼を下流方へ約 1m 変位させており、堰堤は変形・破損している。

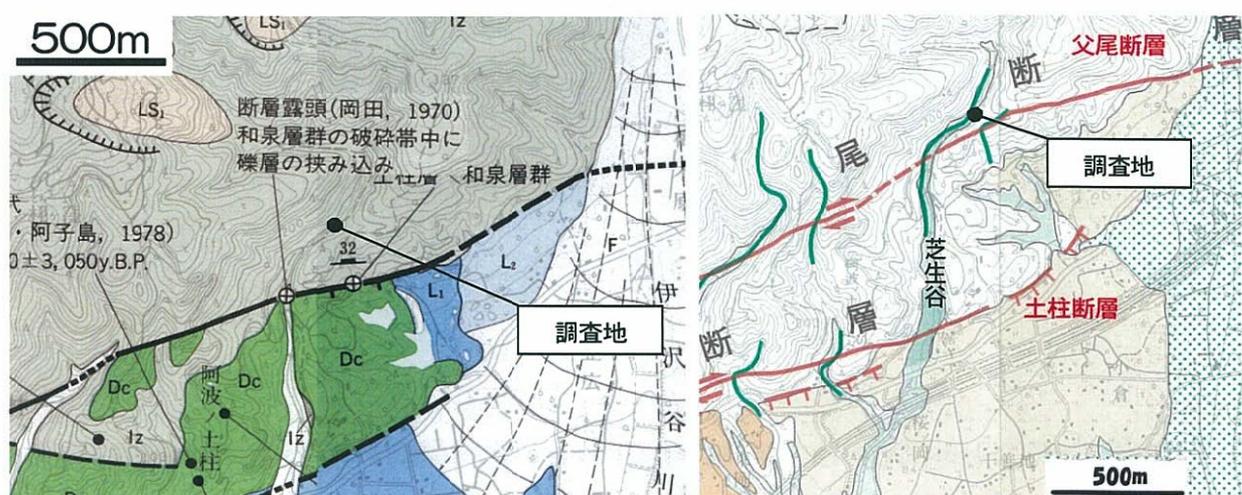


図 5.4.1.1 調査地の平面図（左：水野ほか（1993）、右：中田ほか（1999）にそれぞれ加筆）  
 (Dc：土柱層，L1L2：段丘堆積物，Iz：和泉層群，右図の緑線は変位した谷線を示す)

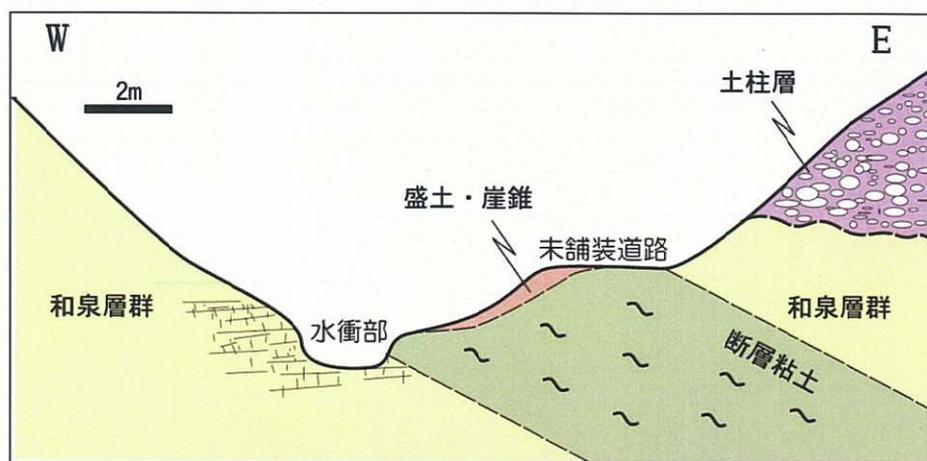


図 5.4.1.2 調査地の地質断面概念図

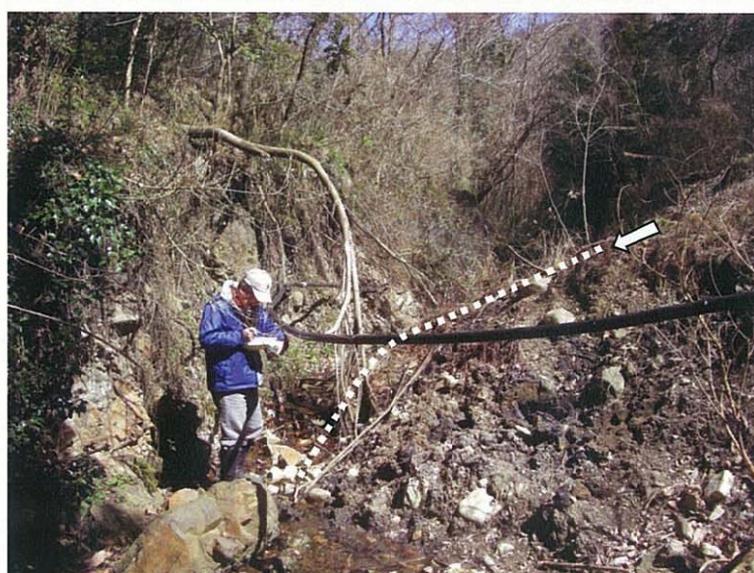


写真 5.4.1.1 上：芝生谷川左岸の道路面に露出する縞状粘土，下：左岸の押し出し地形

## (3) 断層ガウジの内部構造

黒色部、白色部ともに、同色を呈する細粒なマトリクス中に径 3mm 未満の岩片を混在した産状を示している (図 5.4.1.3)。断層ガウジのうち優白色部は岩片を多く混在し、優黒色部は混在する岩片が優白色部に比べて少ない。これらの岩片は結晶片岩からなり、それは角礫状を呈していることが薄片観察からわかる (図 5.4.1.4)。岩片の長軸方向は縞状構造と並行に配列している。黒色部と白色部に、岩片の量比以外では組織上の明瞭な差異は認められない。赤褐色部は細粒の粘土分からなり、これは黒色部・白色部が酸化等の影響に伴い変色したものと推定される。

優白色部にはしばしば粉碎物集合体が混在し、それは著しく流動・伸長して強い定向性を示し、面構造 (P foliation) を形成している。しかしこれを切断する系統的な剪断面 ( $R_1$  面) などは認められず、本ガウジでは非対称微小構造による剪断センスの推定はできない。

顕微鏡スケールでは、粘土からなる細粒分が岩片密集部の間隙を充填している組織を示している。すなわち、流動的な粘土分が間隙の内部に貫入している。

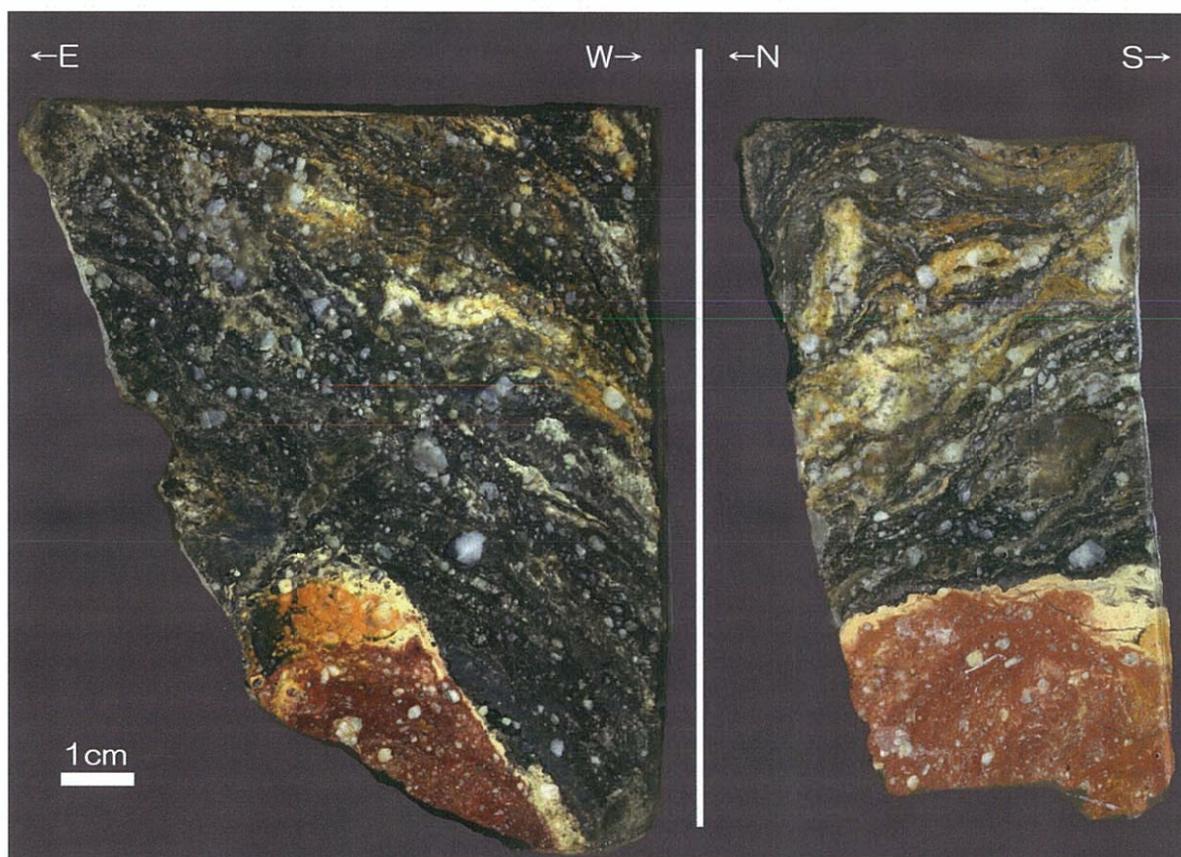


図 5.4.1.3 土柱芝生谷の断層ガウジの鉛直研磨面

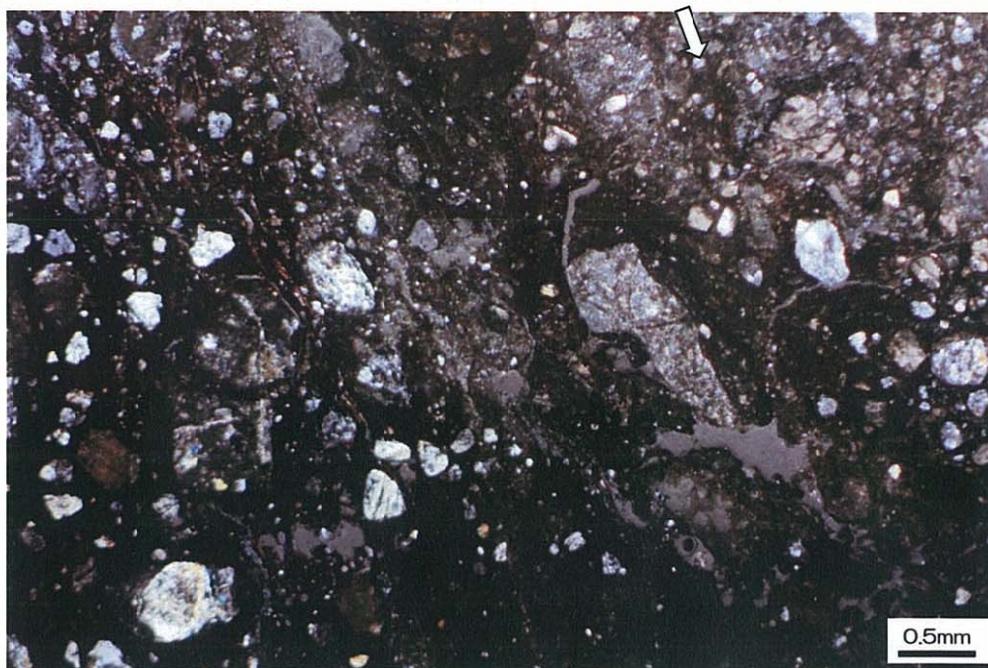


図 5.4.1.4 土柱芝生谷の断層ガウジの偏光顕微鏡写真（クロスニコル）

矢印は黒色粘土の貫入部を示す。

#### (4) 断層の解釈

ここでは数 m という広い範囲に軟質な断層ガウジが露出している。断層ガウジの面構造は父尾断層に対して直交する方向に走っていることから、父尾断層の本体であることは考えにくく、その分岐断層の一部と考えられる。ただし、当露頭ではおびただしい量の断層ガウジが確認されることから、本体断層に類縁のものかもしれない。

芝生谷からその東方の井沢谷川（図 5.4.1.1）にかけての父尾断層の地表トレースについては前述のとおり諸説あるため、厳密な位置については今後の検討を要するが、水野ほか（1993）、中田ほか（1999）はいずれも両河川の間で地表トレースを北東-南西方向に屈曲させている。父尾断層が右横ずれ変位を起こすと、ここは拘束性屈曲となり、本地域は圧縮場となる。本露頭における断層ガウジの面構造の傾斜が  $28^\circ$  と低角度であることから、この断層は前述の三野地域の例と同様に、圧縮場により形成された低角度断層であることが十分に考えられる。

5.4.2 美馬市小星大師池の断層露頭（地点 No.2）

(1) 調査地の状況

この付近では讃岐山脈の南麓に沿って東西方向に丘陵が発達し、さらにその南側には吉野川北岸に沿って発達する段丘が広がっている。丘陵と段丘の境界である標高 140m 付近において、楨本ほか（1968）により複数の地点で断層露頭が報告され、本地域の中央構造線は低角度断層と考えられた（下図）。

讃岐山脈と丘陵の境界には明瞭な遷緩線が東西方向に発達している。その遷緩線に沿って複数の鞍部が存在しているほか、一般に南流する讃岐山脈南側斜面の水系はこの遷緩線付近で下流に向かって右方向に屈曲している。これらの地形的根拠に基づき、岡田（1970）は井口断層を設定し、谷の曲がりの長さに基づき断層の水平変位量を 300~450m とした。水野ほか（1993）、中田ほか（1999）でもこれと同様の位置に活断層を図示している（図 5.4.2.1）。

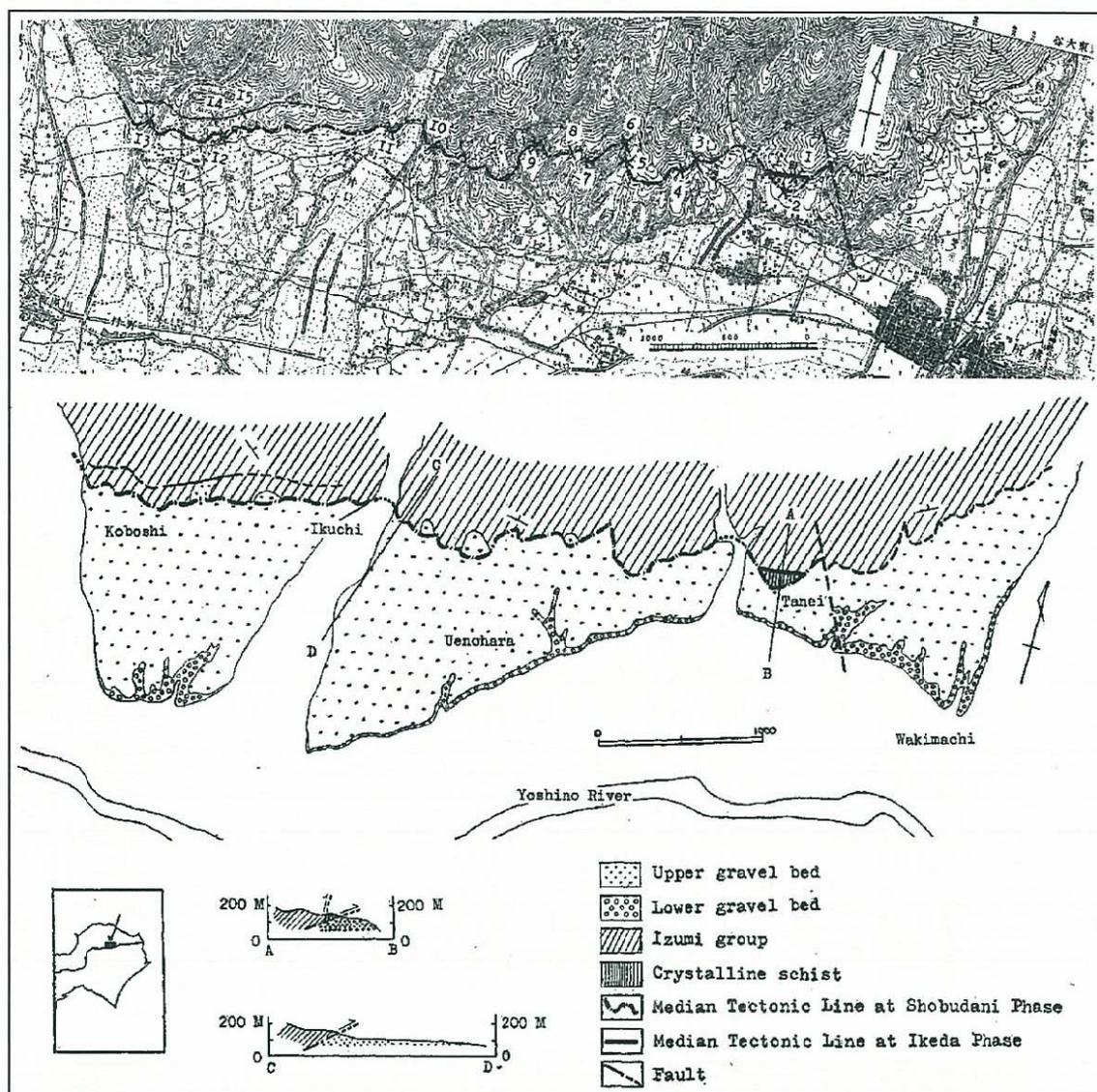


図 5.4.2.1 調査地周辺の地質境界の位置と地質分布（楨本ほか，1968）

小星大師堂東の池岸（図 5.4.2.1）の露頭には顕著な和泉層群断層破碎帯の露出があり，その南で断層破碎帯と土柱層の境界断層が報告されている（楨本ほか，1968）。岡田（1970）はこの断層について，その延長を「追跡できない」ことを理由に「第四紀後半は活動していない」としている。しかし実際には境界断層面が段丘面下に潜るなどして地表で確認できないだけであり，岡田（1970）による説明は必ずしも適当ではない。図学的には，大師池と野村谷川東岸の低角度断層は連続している。水野ほか（1993）はこれらの低角度断層に対して「地すべりの」との表現を用い，これが活断層ではないことを暗に示唆している。

本項では主にこの大師池岸の断層ガウジについて取り扱う。

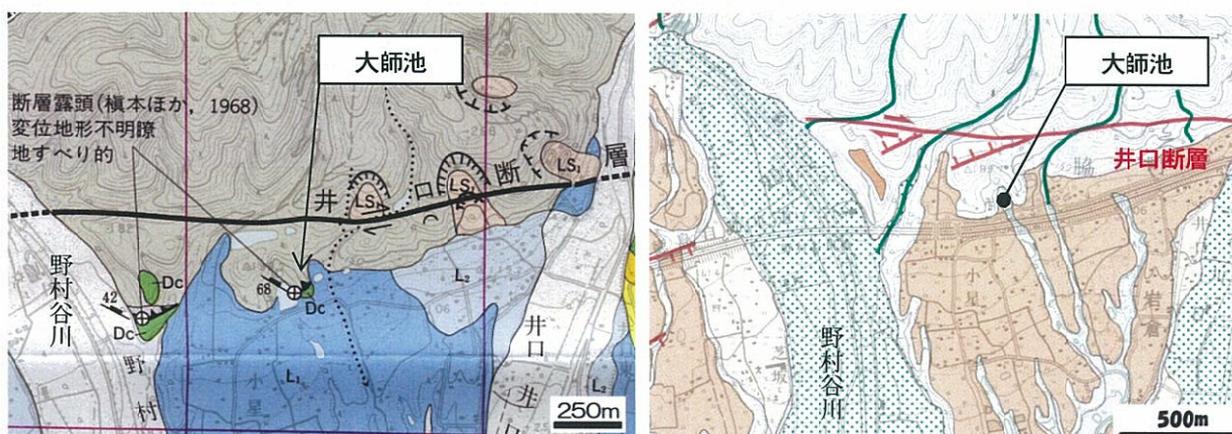


図 5.4.2.1 調査地の平面図（左：水野ほか（1993），右：中田ほか（1999）にそれぞれ加筆）

Iz：和泉層群，Dc：土柱層，L<sub>1</sub>L<sub>2</sub>：段丘堆積物，青線：確認された境界断層。

左図の○記号は鞍部を，右図の緑線は変位した谷線を原図が示したものである。

## (2) 断層露頭の産状

大師池岸の境界断層の走向・傾斜は N82° W, 55° N で，褐色～淡灰色を呈する幅約 30cm の断層ガウジが挟まれている（写真 5.4.2.1，写真 5.4.2.2）。この露頭をここでは露頭 A と呼ぶ。ガウジには無数の微細な変状構造が発達している。その内部には多量の砂岩細片が混入しているほか，マトリクスには砂を多く含有している。このようにガウジには比較的粗粒な粒子が多く含まれ，また含水量がほとんど無いこともあり，全体として締まっている。

境界断層の南側に接する土柱層は，砂岩の垂角礫を多く含有する扇状地性の礫層である。マトリクスは灰色の中～細砂で，良く締まっている。断層面から 1m 以内の範囲では割れている礫が認められ，これらは断層運動に伴う破碎構造と考えられる。また同じ範囲では礫の長軸方向が鉛直方向を向いているものがあり，これは断層運動に伴う変形構造である可能性がある。断層面の近傍には細砂が密集している。

断層面の北側に接する和泉層群は，破碎した黒色の泥岩に，破断された砂岩片がレンズ状に混入した産状をみせる。破碎泥岩は，上述の境界断層に挟まれる粘土や，後述の縞状粘土よりも締まっている。レンズ状の砂岩片には，その表面に光沢がみられるものがあり，断層研磨を受けていると考えられる。泥岩中に発達した面構造の走向・傾斜は N62～76° W, 40～60° S で，境界断層面に

対して斜交している。

露头 A の約 10m 北側の池岸の露头 B には、黒色粘土と黄白色粘土が交互に発達する縞状断層ガウジ（粘土）の露出が、東西約 50cm×南北約 1m の範囲に認められる（写真 5.4.2.3）。この粘土について、榎本ほか（1968）および岡田（1970）は結晶片岩破碎帯に由来すると考えている。粘土は著しく軟質で、指圧で数 cm 程度貫入させることが可能である。縞模様の走向は NS、傾斜は 32° E で、これは上述の境界断層面、および大局的な中央構造線の走向に対して直交方向に発達している。黄白色粘土の中には優白色の粉碎物集合体や石英粒が多くみられ、先述の阿波町芝生谷川でみられる白色脈の粘土と同様のものが酸化し、褐色化したものと考えられる。黄白色粘土の一部は淡褐色を呈し、そこは黄白色部に比べて粒度の粗い砂分（細砂～中砂）を多く含んでいる。



写真 5.4.2.1 大師池東岸の露头状況（Iz:和泉層群，Dc:土柱層）

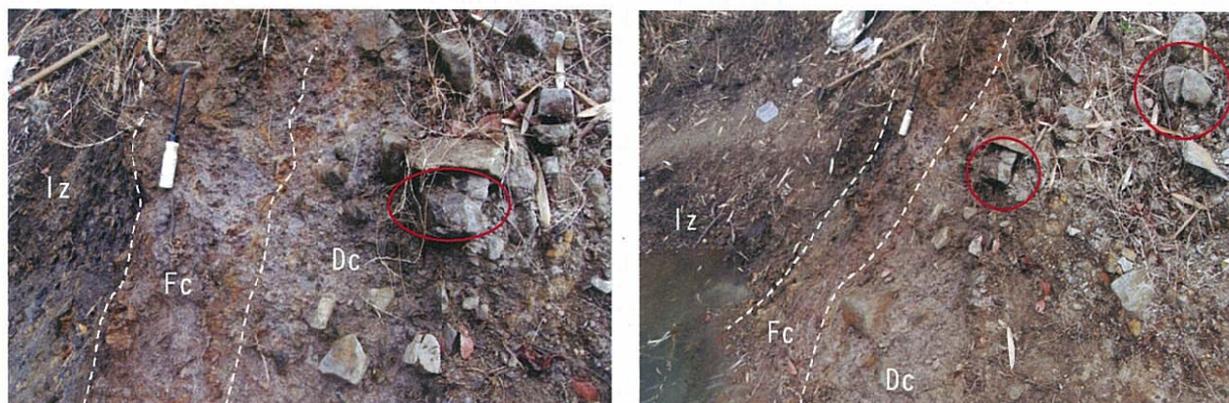


写真 5.4.2.2 露头 A における和泉層群/土柱層の境界断層

（Iz: 和泉層群，Fc: 断層面の粘土，Dc: 土柱層）

2 枚とも同一の露头。○印は土柱層に含まれる砂岩礫のうち、破碎したものを示す。



写真 5.4.2.3 大師池岸の露頭 B に露出する和泉層群の縞状断層ガウジ  
(同一の露頭を別アングルから撮影)

## (2) 断層ガウジの内部構造

## ① 境界断層（露頭 A）

次図は和泉層群/土柱層境界部に挟まれる断層ガウジの研磨面の写真を示したものである。濃灰褐色を呈する和泉層群破碎物と、やや淡い褐色を呈する土柱層由来物質の間に、幅 0.8~3cm の黄褐色の破碎物が挟在している。

和泉層群破碎部は角礫状の砂岩・泥岩片が粘土質マトリクス中に混在した産状を示す。砂岩片と泥岩片の量比はほぼ等量である。岩片の大きさは 0.5mm 以下のものが多い中で、しばしば 1cm 近くに達するものもみられ、不揃いである。

土柱層はシルト質のマトリクス中に砂岩・泥岩の垂角礫が混在した産状を示す。礫径は和泉層群破碎部に比べると揃っており、主に 1~5mm 程度のものである。礫は細長い形状を示すものが多く、その長径は境界断層と概ね平行に配列している。

境界断層を構成する黄褐色の破碎物は、砂岩・泥岩の岩片を混在する粘土である。岩片の多くは径 1mm 以下である。破碎物の内部には赤褐色を示す幅 0.5mm の一条の筋が断層と同方向に伸び、地下水の通過により酸化が進行した跡と考えられる。非対称構造は認められない。



図 5.4.2.3 和泉層群/土柱層境界（露頭 A）の断層ガウジの研磨面  
（Iz：和泉層群，Dc：土柱層）

## ② 縞状粘土

図 5.4.2.4 は露頭 B における和泉層群中の縞状断層ガウジの研磨面の写真を示したものである。縞状断層ガウジは、黒色、黄褐色、灰色、白色など、様々な色調を呈する破砕物が複雑に混在している。断層ガウジの色調はマトリクスの色調により特徴づけられ、黒色部は和泉層群または結晶片岩に由来する細粒分、白色部は熱水脈起源物質、褐色系の色調を呈する部分は白色部が地下水等の影響を受け酸化し褐色化した部分と考えられる。

鉛直研磨面には、熱水脈起源物質の伸長方向で特徴づけられる P foliation と、それを切断する R1 面があり、それらはいずれも不明瞭ながら P-R<sub>1</sub> ファブリック（複合面構造）が確認される（図 5.4.2.4 上）。この剪断センスは下盤側（西側）が相対的に上昇する変位を示しており、逆断層センスが推定される。一方で、水平研磨面には非対称微小構造は認められない。

このガウジの薄片を偏光顕微鏡で観察すると、変形時の再結晶作用を受け、片理を持つ多数の石英粒子が粘土中に含まれている様子が認められる（図 5.4.2.5）。また岩片の長軸方向はマトリクス中において縞模様の方に定向配列している。

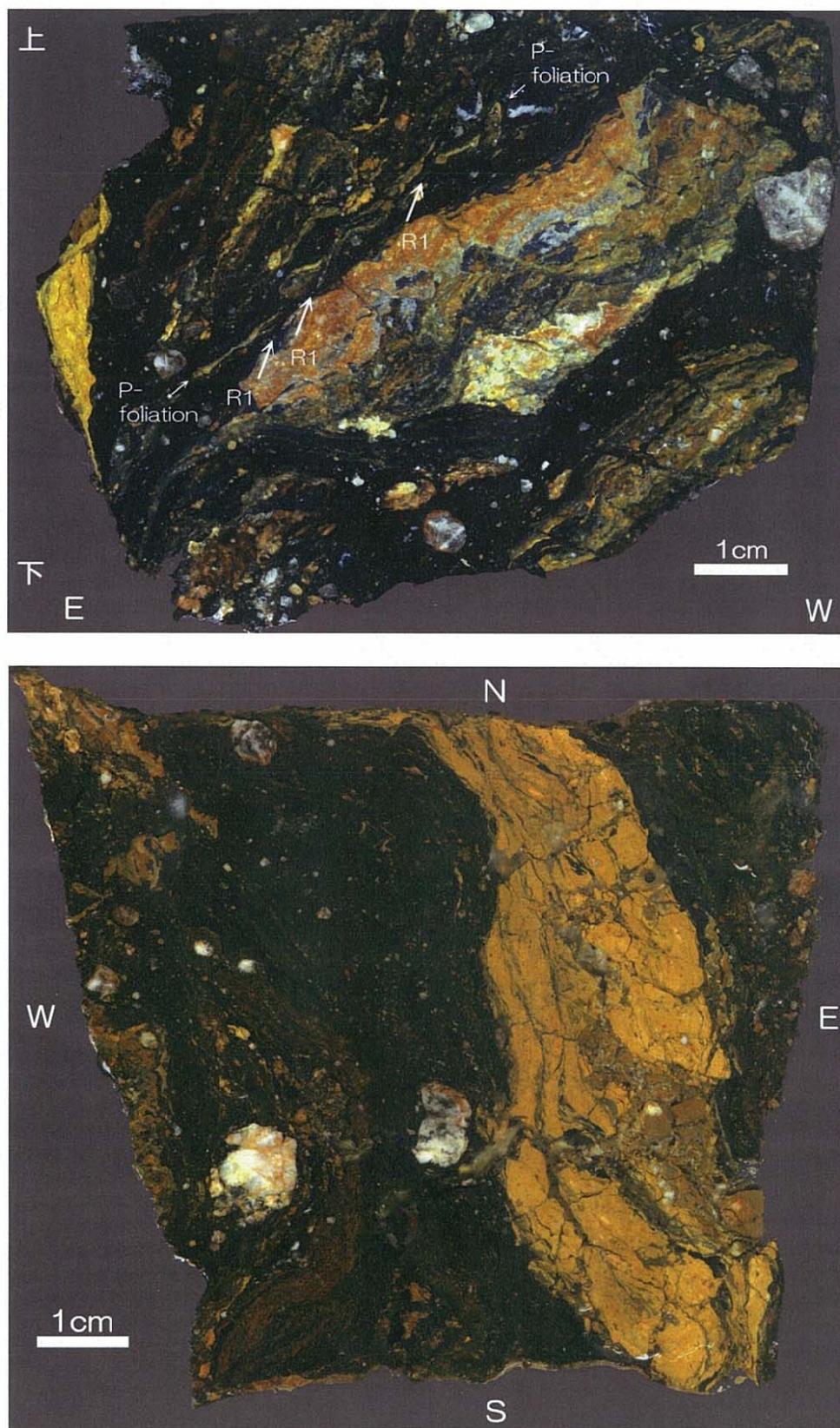


図 5.4.2.4 和泉層群中の縞状粘土の研磨面（上：鉛直面，下：水平面）

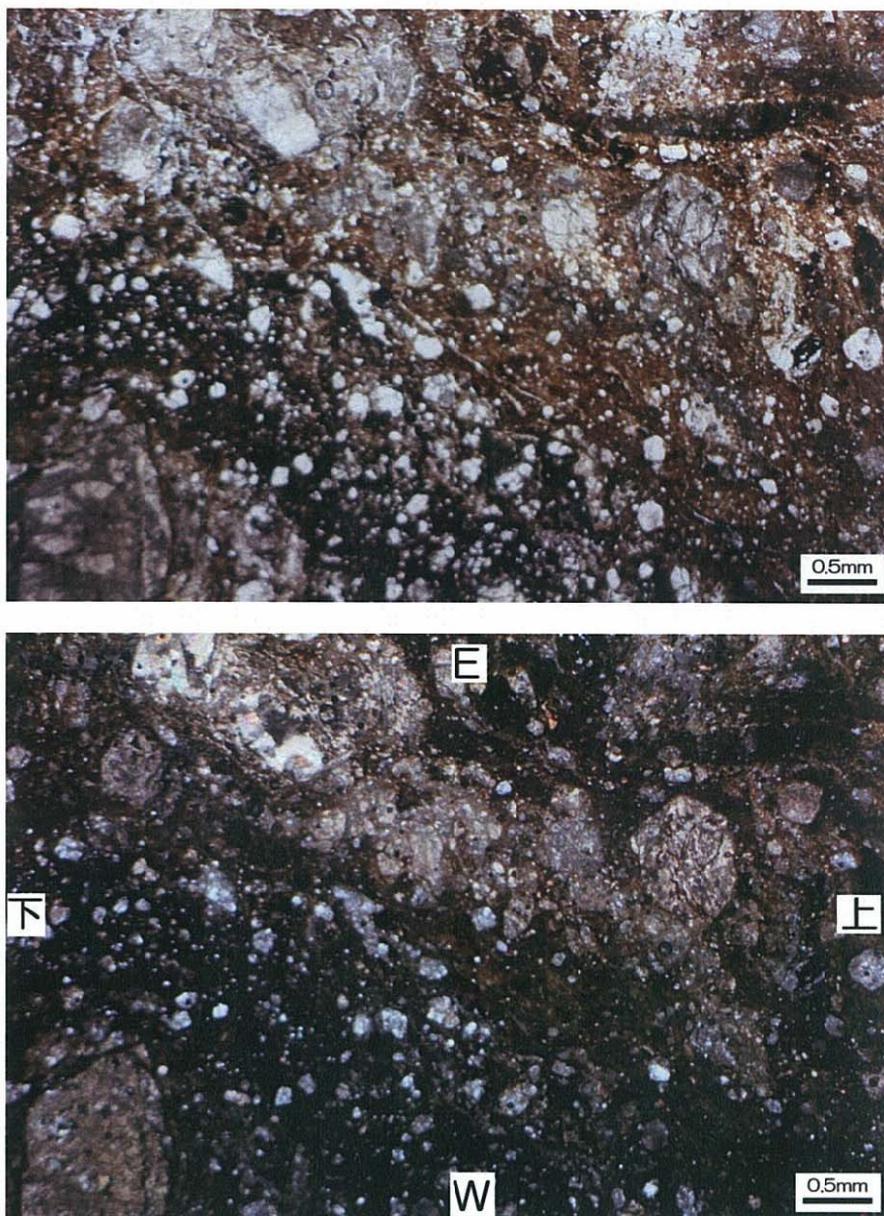


図 5.4.2.5 和泉層群中の縞状粘土の偏光顕微鏡写真（上：オープンニコル，下：クロスニコル）

## (4) 断層の解釈

境界断層近傍の土柱層に含まれる礫は、その長軸が鉛直方向を向いている(写真 5.4.2.2)。この現象が生じる可能性として、地すべりに伴うブルドーピングか、芝生衝上(第3章)でみられたドラッグ褶曲による礫の引きずりにより形成されたことが考えられる。なお、大師池の周辺で地すべりを示唆する地形は確認できず、防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図(清水ほか, 2006)にも地すべり地形は示されていない。

前述の榎本ほか(1968)によれば、当地域において和泉層群とその南側の礫層の境界をなす境界断層は、少なくとも野村谷川西岸から脇町田上付<sup>たおえ</sup>近までの約4kmの区間にわたり、 $20\sim 35^\circ$  Nの傾斜で概ね東西に延びるとされている(図 5.4.2.2)。このような境界断層の分布が局所的な地すべりにより形成することは考えにくい。したかつて、礫の配列は断層運動に伴う北側隆起に伴い、南側の礫層が変形し生じたドラッグ褶曲(⇒第3章で解説)によるものとするのが適当である。

以上のことから、本地域で確認できる地質境界は少なくとも土柱層の堆積以後に活動した、和泉層群と土柱層の地質境界断層と考えられる。これは井口断層のトレースよりも約200m南方に位置し、断層面の傾斜は北向きで、走向は井口断層と並行であることから、例えば井口断層から分岐した北傾斜の逆断層が地表に出現した可能性が考えられる。

境界断層の粘土(写真 5.4.2.2)は硬く、その北側に出現する縞状粘土(写真 5.4.2.3)が軟質であることから、最近活動的であった断層は境界断層ではなく、そこから分岐した縞状粘土である可能性が高い。縞状粘土の研磨面からは、逆断層センスを示す複合面構造が検出され、横ずれセンスを示すデータは得られなかった。縞状粘土には結晶片岩に由来する岩片が多量に混在していることから、第3章で述べた機構と同様に、地下において和泉層群と三波川結晶片岩の地質境界断層としての中央構造線に連続しており、そこで形成された断層粘土が逆断層運動により地上までもたらされたものと考えられる。

5.4.3 美馬市荒川嫁坂谷の断層露頭（地点 No.3）

(1) 調査地の状況

中央構造線の活断層である三野断層は、本地域では和泉層群からなる讃岐山脈南麓の山中を通過するとされている（例えば、岡田，1970）。嫁坂谷付近の三野断層の通過位置については諸説あり、統一的な見解が示されていない。下図には代表して水野ほか（1993）および中田ほか（1999）により三野断層が図示された平面図を示す。断層位置の根拠として、水野ほか（1999）は断層鞍部を、中田ほか（1999）は河谷の屈曲を挙げているが、両者における三野断層の通過位置は必ずしも一致していない。

嫁坂谷川は讃岐山脈の南麓を流下する河川である。この河川は大局的には南西へ流下しているが、局所的に南へ流向を転じている箇所がある。嫁坂谷の中流部において岡田（1970）は「いちじるしい量の結晶片岩起源と思われる断層粘土がみられる」として断層露頭を報告するとともに、この位置を通過する東西性の断層を設定して図示した。ここは上述の水野ほか（1993）、中田ほか（1999）等が後年に示した三野断層の地表トレースよりも 100m 以上南方に位置し、両図面には断層露頭に関する記載はされていない。本項ではこの露頭を対象とした議論を行う。

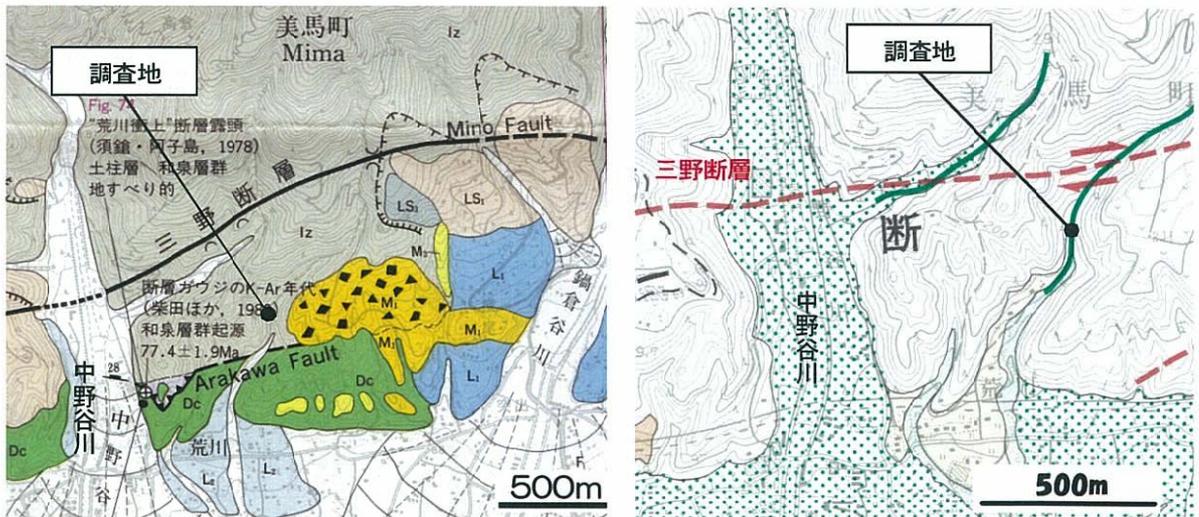


図 5.4.3.1 調査地の平面図（左：水野ほか（1993）、右：中田ほか（1999）にそれぞれ加筆）

それぞれ原図に加筆した。Iz：和泉層群，Dc：土柱層，L・M：段丘堆積物，LS：地すべり。

左図の○記号は鞍部を、右図の緑線は変位した谷線を原図が示したものである。

## (2) 断層露頭の産状

対象露頭は嫁坂谷川の河床付近の水衝部に位置し、断層は和泉層群を切断して発達している。ここでは約 1m の幅で断層ガウジが出現し、そこでは湧水も生じている。断層ガウジは暗青灰～黒色を呈する優黒色粘土と、褐灰～淡緑色を呈する優白色粘土からなり、両者は入り混じって縞模様をなしている。断層ガウジは著しく軟質で、指先を指圧で数 cm 程度貫入させることが可能である。ガウジ内部の縞模様がなす面構造のうち、主要なものの走向・傾斜は  $N42^{\circ} E, 49^{\circ} W$  を示す。



写真 5.4.3.1 嫁坂谷川河床に露出する断層ガウジ (2 枚とも同一露頭を示す)

## (3) 断層ガウジの内部構造

図 5.4.3.2 に研磨面画像とその解釈図を示す。本試料の研磨面は、図 5.4.3.2 に示す 4 つの領域 (A ~D 領域) に区分できる。各領域は断層によって画され、A・B の各領域は図中に示す a 断層によって切断されている。なおこの粘土からは剪断センスを推定できる非対称微小構造は認められない。

A 領域は暗褐～青黒色を呈する優黒色粘土と、淡褐～褐灰色を呈する褐色粘土がなす縞模様が認められる。このうち優黒色粘土は結晶片岩や石英脈起源の石英の細片を多く混在し、全体に透明感が認められる (図 5.4.3.3)。砂岩片や泥岩片など、和泉層群起源の物質の混入は研磨面または薄片では認められない。また優黒色粘土には微細な片状構造が発達するほか、粘土全体に透明感が認められる。これらの特徴から、A 領域の優黒色粘土は泥質片岩起源と推定される。褐色粘土についても、結晶片岩由来の岩片が認められることから、優黒色粘土が熱水変質等の影響を受けた部分と考えられる。

B 領域と C 領域の構成物質は同一の特徴を有し、青黒～黒色を呈する優黒色粘土と、褐灰～緑褐色を呈する褐色部が構成する縞模様で特徴づけられる。優黒色粘土は緻密な細粒分からなるマトリクスの中に、砂岩および石英の細片を多量に混入している。これらの細片は角が取れ亜角礫状を呈し、断層研磨されている。粘土に透明感はなく、同じ優黒色粘土でも A 領域のものとは質感が異なる。褐色部は優黒色粘土に比べると粒度が粗く、細砂～極細粒砂から構成されている。以上の特徴から、この領域の粘土は和泉層群を起源とする断層ガウジで、優黒色粘土は主に泥岩起源、褐色部は砂岩起源であると推定される。

D 領域は全体に優黒色の粘土からなる。粘土は細粒・緻密な組織を示し、A 領域の優黒色粘土に似た透明性が認められる。しかし A 領域にみられる片状構造は認められない。混入物としては石英や砂岩の破片がみられる。このように、本領域の粘土は A 領域と B・C 領域双方の特徴が認められることから、三波川結晶片岩および和泉層群起源の断層ガウジが混合したものである可能性が高い。

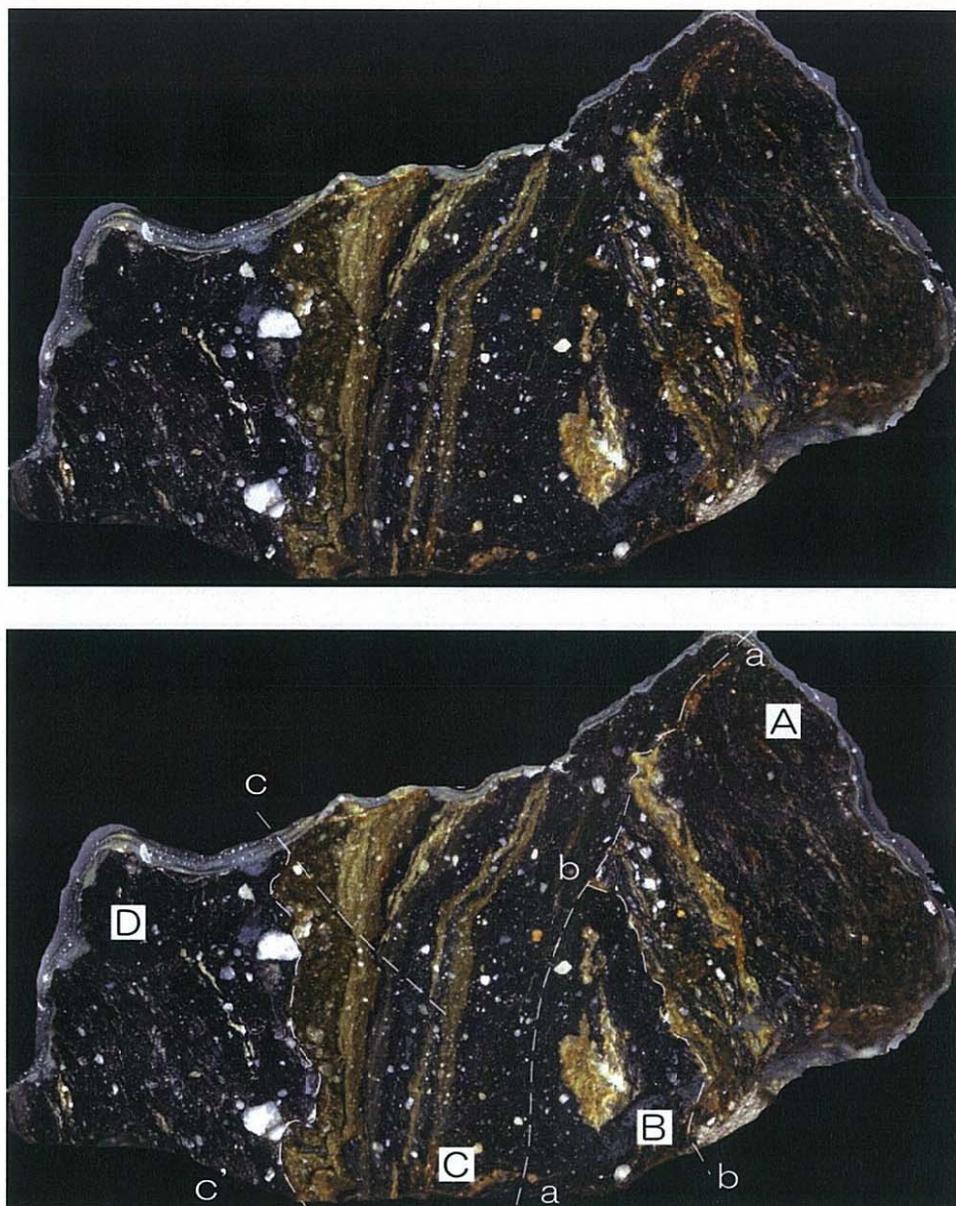


図 5.4.3.2 嫁坂谷川河床の断層ガウジの研磨面（下は解釈図）

a-a は A・B 領域と C 領域を切断する断層。

b-b は A 領域と B 領域を切断する断層。

c-c は C 領域と D 領域を切断する断層。

A~D 領域の解説は本文を参照。

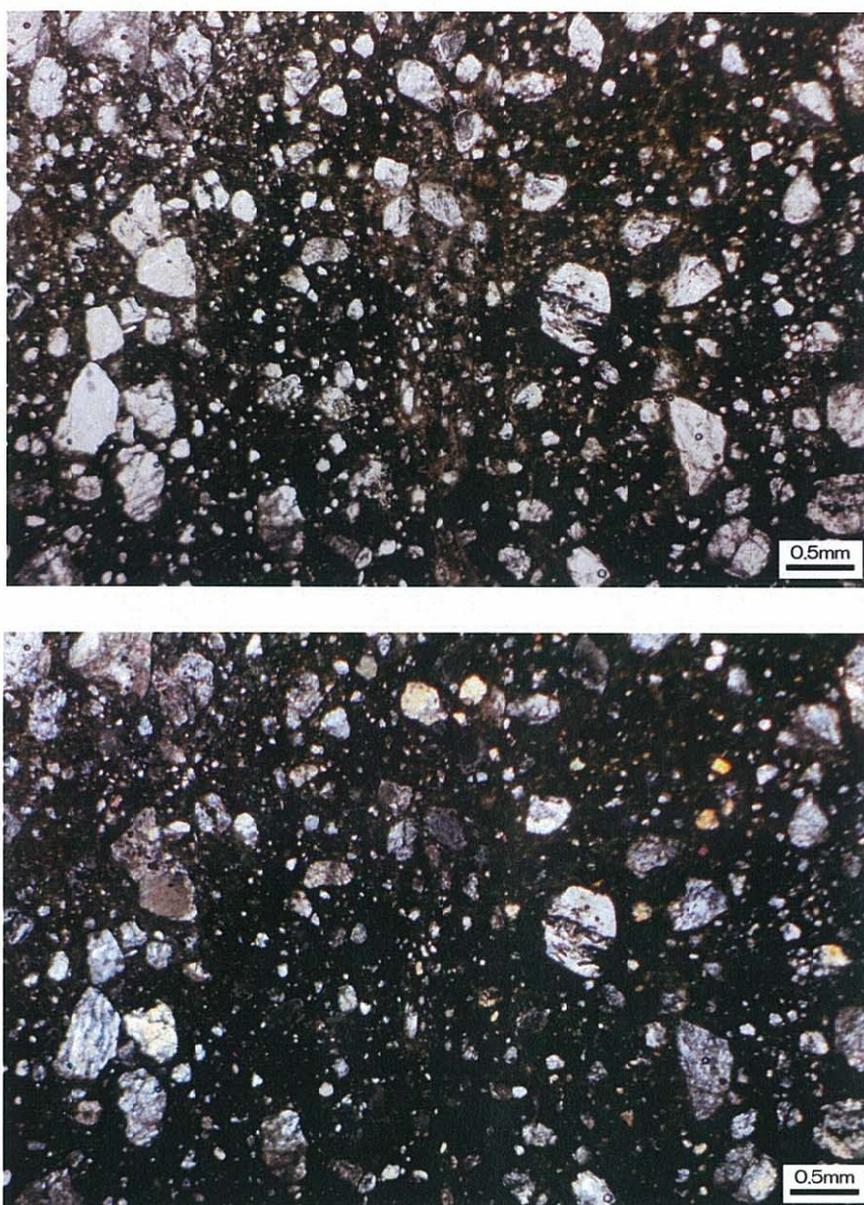


図 5.4.3.3 和泉層群中の縞状粘土の偏光顕微鏡写真（図 5.4.3.2 の A 領域）

上：オープンニコル，下：クロスニコル

岩片の多くは片理を形成する石英で，結晶片岩起源である。

#### (4) 断層の解釈

この断層露頭は三野断層のトレースの約 100m 南方に位置し，和泉層群中に発達している。断層面の傾斜は北向きであり，地下で三野断層から分岐した北傾斜の断層と考えられる。三波川帯起源の断層ガウジが混入していることから，この断層は地下の中央構造線の地表延長である可能性が高い。

5.4.4 美馬市荒川の荒川衝上（地点 No.4）

(1) 調査地の状況

楨本ほか（1969）は美馬市中上からそれよりも東方の明神原付近までの約 8km の区間にわたって、南側の礫層上に北側の和泉層群が低角度で衝上する断層を確認し、これを中央構造線の衝上断層と認定した。ここは讃岐山脈の南麓とその南方の丘陵地形との境界にほぼ一致し、尾根・谷の地形に沿って楨本ほか（1969）断層のトレースを湾曲して表現している。

須鎗・阿子島（1977, 1978）、Suyari and Akojima（1980）は中野谷川東岸において、楨本ほか（1969）とほぼ同位置に低角度の地質境界断層（写真 4.2.1）を認定し、荒川断層（須鎗・阿子島, 1978）、Arakawa thrust（Suyari and Akojima, 1980）と呼んだ。ここでの断層面は、走向は概ね東西、傾斜は 6~28° N とされた。なお、須鎗・阿子島（1977）ではこの低角度断層の起源を垂直変位に伴う gravitational spreading によるものと考えている。本項で取り扱うのはこの露頭で、中野谷川東岸の土採り場跡に出現したものである。

岡田（1970）は、それよりも北方の讃岐山脈中腹に直線状のトレースで表現される三野断層を図示し、これが当地区における主たる中央構造線の活断層と考えた（下図）。

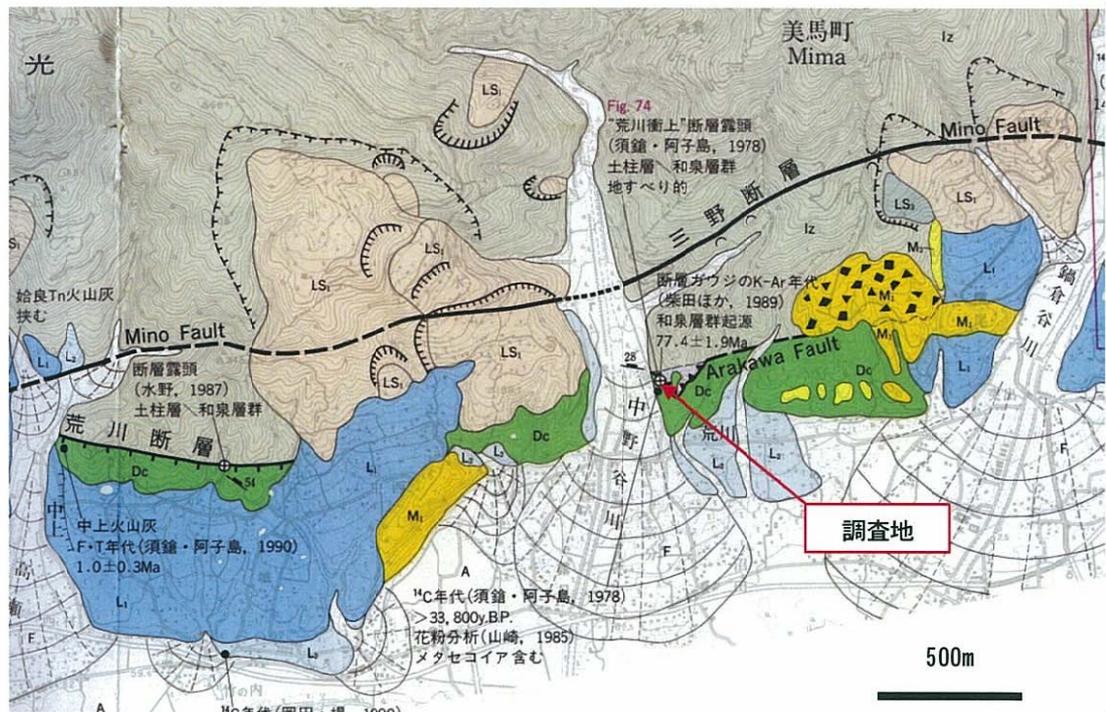


図 5.4.4.1 美馬地域の中央構造線ストリップマップと荒川衝上の位置（水野ほか，1993 に加筆）

Iz : 和泉層群, Dc : 土柱層, M : 中位段丘堆積物, L : 低位段丘堆積物, A : 沖積層, LS : 地すべり移動体

【第3章】で述べたように、本地域の荒川断層は美馬市中上露頭で確認された衝上断層である荒川低角度断層（中野ほか，2001，2009；中野・横山，2002）の東方延長と考えられており，本論でもこの考えを支持している（下図）。

荒川低角度断層は，一般に走向 EW，傾斜 25°~30°N の構造を有する低角度断層で，和泉層群が土柱層に北から衝上している。沖積層で被覆されていない部分で荒川低角度断層の水平傾斜移動の長さを求めると，その長さは約 500m である。下盤の土柱層は砂岩・泥岩礫からなる亜角礫層とシルト層の互層で，層理は概ね水平に発達している。

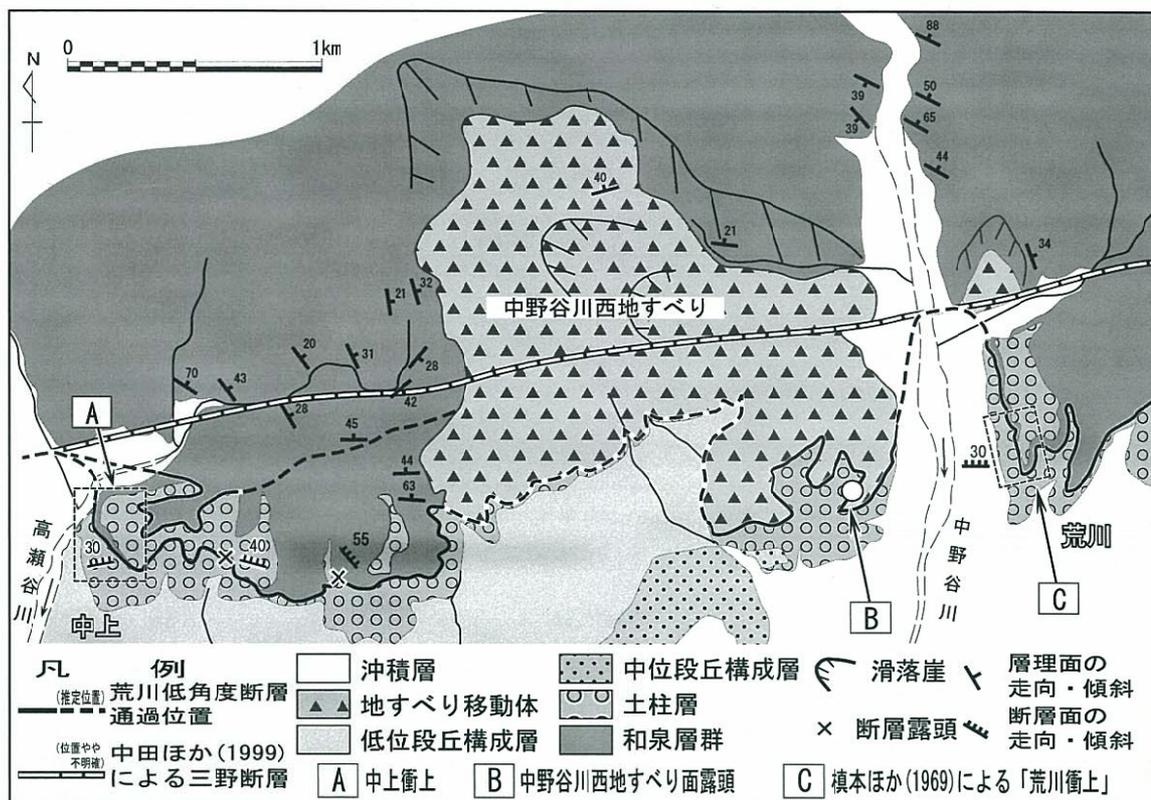


図 5.4.4.2 調査地の地質分布図（加藤ほか，2007）

(2) 断層露頭の産状

本論で扱う露頭は，中野谷川の出口付近の左岸に位置する荒川衝上断層露頭（前頁図の C 地点）で，南北に約 150m の範囲で断層面が露出している（写真 5.4.4.1）。ここでは幅約 30cm の黒色粘土質断層ガウジが断層面に沿って分布すると共に，そこから分岐した黒色粘土質断層ガウジは南フェルゲンツで斜面上方に延びている。またそれは著しく破碎し，一部では黒色粘土化しているが，開口亀裂は発達せず，亀裂が密着している。断層面はシルト層に沿って走り，そのシルト層の中にも荒川低角度断層に並行な剪断面（層面断層）が多数発達している（写真 5.4.4.1 下）。このような断層の特徴は，前述の中上露頭で観察されたものと酷似している。

またこの露頭の上部でも中上露頭と同様に、低角度断層の上盤に載る和泉層群の破碎岩体をさらに不整合に覆う土柱層が認められる。この土柱層は概ね水平～北に緩き傾斜する構造を有し、礫の配列は乱れていない。

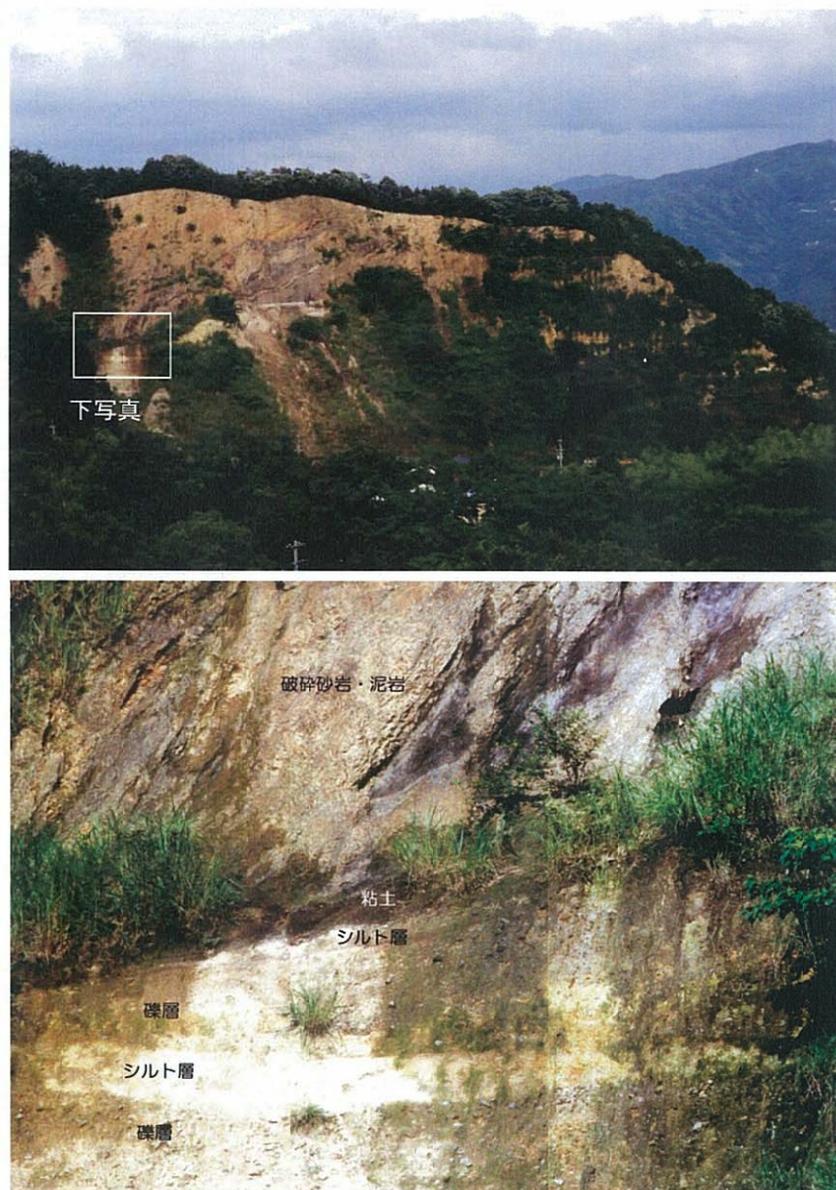


写真 5.4.4.1 荒川衝上の全景（上）と断層面の近接写真（下）  
断層面（粘土）は土柱層最上位のシルト層に沿って発達している。

### (3) 内部構造の観察

図 5.4.4.3 は荒川衝上の境界断層面における南北方向の鉛直研磨面である。サンプリングは、境界断層面が土柱層のシルト層に沿って延びている箇所で行った。ここでは境界断層面の下位と上位に分けてその特徴を述べる。

#### 境界断層の下盤

境界断層の下位は優白色シルトからなる。これは粒度が一様でなく、部分的に細砂や礫が密集している。礫種は砂岩のみが認められ、それ以外の礫種は確認されない。礫径は 2~5mm 程度のもが多く、最大礫径は 3cm である。多くの砂岩礫は角が取れて亜角礫状を呈するうえ、縁辺部が風化し褐色化している。多くの礫の長軸方向は北に傾斜し、定向配列している。境界断層面から約 2cm の範囲の白色シルト中には、それと概ね並行に延びる小断層がみられる。

#### 境界断層の上盤

境界断層の上位は、黒色マトリクスに灰~濃灰色の砂・角礫が混入する優黒色の粘土からなる。この粘土は砂や礫の含有量によって色調が変化しており、①砂・礫が多く混在する濃灰色部、②ほぼマトリクスのみからなる黒色部、③優白色の細粒分が不規則に混在する白色部、の 3 タイプに区分される。これら 3 つのタイプのうち濃灰色部が主体をなし、他の色調部は分布が限定される。黒色部は境界断層面の約 1cm 上位に、それと並行に帯状に延びているが、その幅は 0~8mm と不規則である。白色部は帯状の黒色部の上面から分岐するように出現し、南フェルゲンツに衝上していく。この白色部の粒度や色調は、境界断層下位の優白色シルトとほぼ同一である。

境界断層上位の粘土中に認められる礫は砂岩・泥岩の角礫で、これらは全て未風化岩片であり、下位の優白色シルトに含まれる風化礫とは大きく特徴が異なる。礫の配列に関する規則性は特に認められない。泥岩礫と黒色マトリクスは同一の色調をなしている。

以上のように、境界断層の上位・下位にはそれぞれ特有の組織・構造が認められる。しかし境界断層の剪断センスを推定できる微小構造は確認されない。

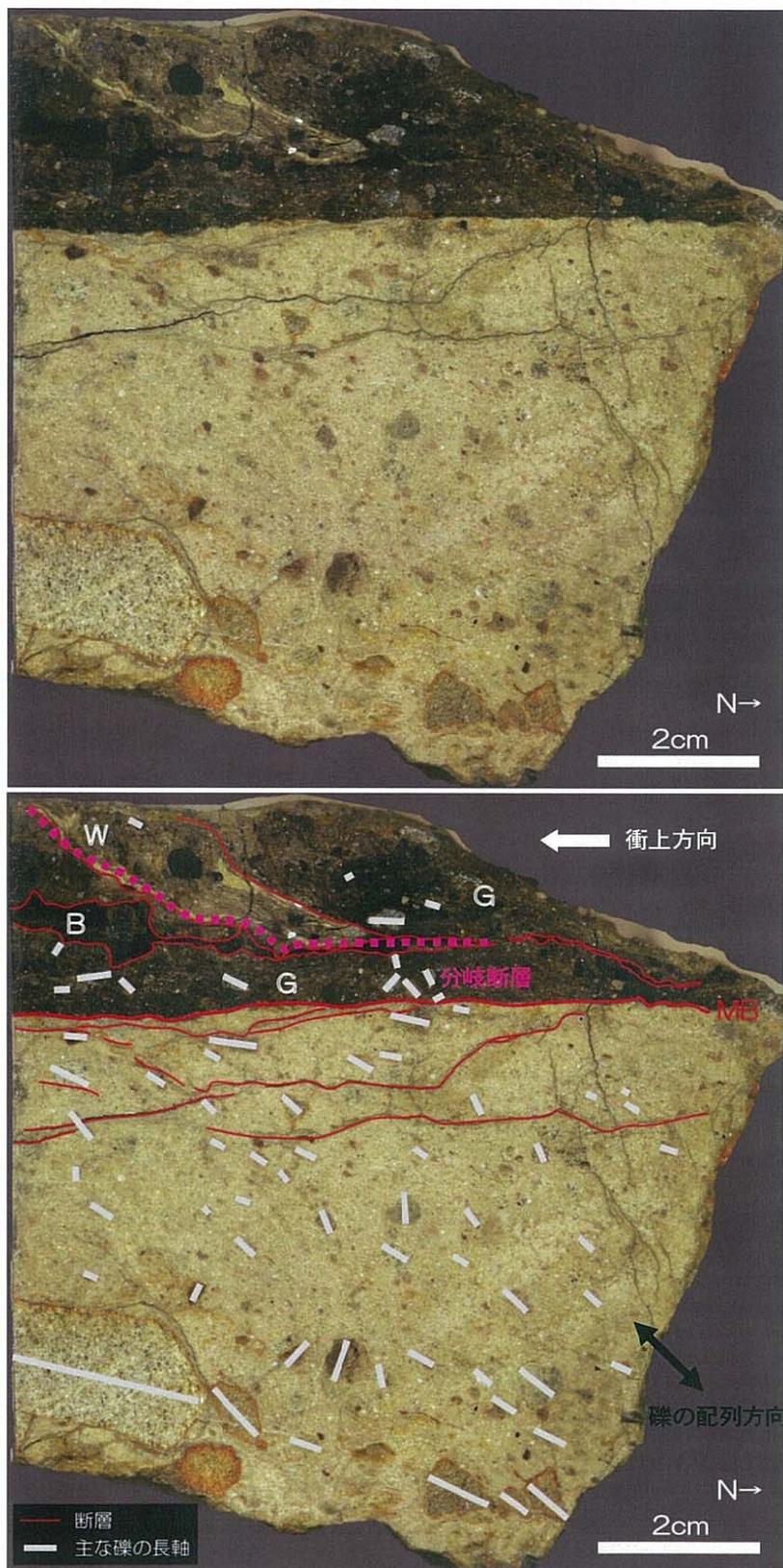


図 5.4.4.3 荒川衝上 N-S 方向の研磨面 (左) と断層位置を示した解釈図 (右)  
 G : 濃灰色部, B : 黒色部, W : 白色部, MB : 境界断層  
 前掲の露头写真とは南北が逆であることに注意。

## (4) 断層の解釈

一般に、土柱層中にはクサリ礫と呼ばれる風化が進行した礫が含まれる。研磨試料において境界断層の下盤に認められる礫は砂岩の風化亜角礫であり、これは土柱層のクサリ礫に由来するものと考えられる。この他にマトリクスの構成物質の色調などを総合すると、境界断層の下盤は土柱層のシルト層そのものと判断される。

この境界断層下盤の土柱層は露頭では水平層として確認されているが、研磨サンプルからは礫の長軸が北傾斜するように配列している様子が観察される。これは断層上盤（優黒色粘土）が南方へ移動したことに伴いシルト層の引きずりが生じ、礫の長軸が南へ上向きに配列したものであり、下盤のシルト層にドラッグ褶曲が生じていることを示唆するものである。そして境界断層面に沿ってその下位に発達する小断層は、中上露頭では肉眼で確認された、境界断層に接するシルト層・細砂層に発達する剪断面（層面断層）である。

一方で境界断層の上盤について、黒色マトリクスは泥岩と同一の色調を示すことから断層面近傍の和泉層群泥岩が粘土化したもので、その中に混在する砂岩・泥岩の未風化角礫は土柱層起源ではなく和泉層群起源と考えられる。これらのことから境界断層上盤の優黒色粘土は、和泉層群の破碎帯を起源とする断層粘土と判断される。

境界断層上位の優黒色粘土の内部にみられる北傾斜の白色細粒分は、上盤の和泉層群破碎帯の内部で分岐した南フェルゲンツの小断層に沿って土柱層のシルトが断層面に沿って引きずり込まれた構造を示すものと考えられる。前述のとおり露頭では南フェルゲンツに斜面上方に延びる和泉層群破碎帯内の分岐断層が確認されていたが、今回の研磨片でも同様の構造が確認された。

以上の研磨試料の観察により、衝上断層に沿って上盤の和泉層群が南方の土柱層上へ衝上する過程で、次のことが発生することが採取試料スケールで示された。

**荒川衝上の研磨試料に示される微小構造**

- ・ 境界断層面は、シルト層内に存在する層面断層に沿って発達する。
- ・ 下盤の土柱層は、上盤の移動により引きずられ、ドラッグ褶曲を起こす。
- ・ 上盤では境界断層から分岐し南フェルゲンツで上昇する小断層が発達する。
- ・ 断層面に沿って、土柱層のシルトが引きずり込まれている。

5.4.5 三好市三野町芝生の芝生衝上（地点 No.5）

(1) 調査地の状況

この露頭周辺の地形・地質および中央構造線の状況については第3章に述べているので、ここでの詳述は割愛する。ここは図5.4.5.1に示される「三野断層」の南方に位置し、北側の和泉層群が南側の土柱層上に低角度で衝上している。

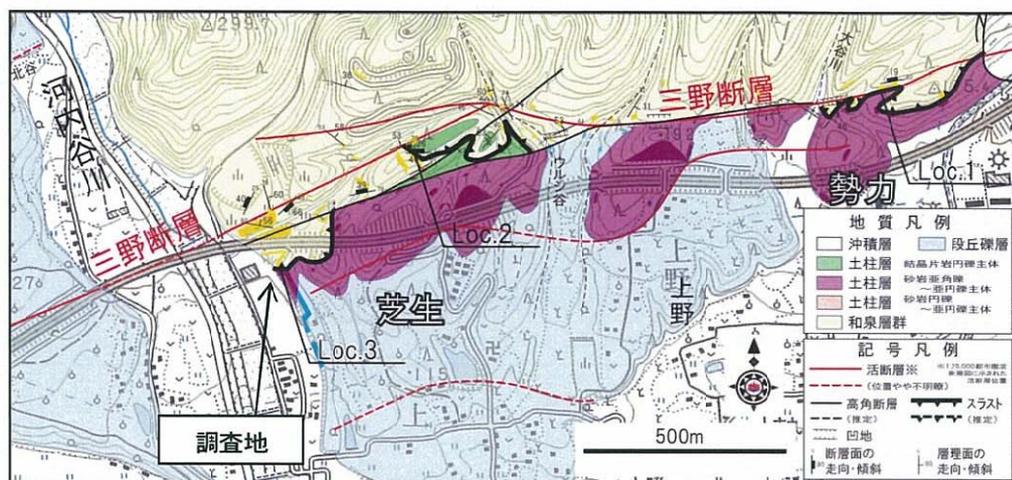


図 5.4.5.1 調査地周辺の活断層および地質分布状況  
赤線の活断層の位置は後藤ほか（1999）に従う。

(2) 断層露頭の産状

第3章で述べたとおり、芝生衝上の上盤の和泉層群は断層破碎帯からなる衝上岩体で、これは N55～70°E, 28～36°N の境界断層を挟んで、水平に堆積する土柱層の礫層・シルト層の互層上に衝上している。境界断層をなす断層ガウジは上部の暗青灰色粘土と下部の暗褐色粘土からなる（図5.4.5.2）。断層面の粘土の厚さは30～50cmである。

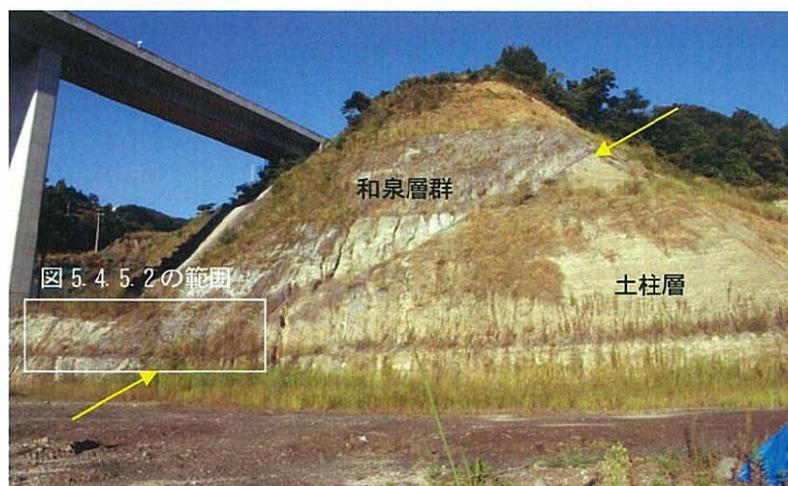


写真 5.4.5.1 芝生衝上の状況

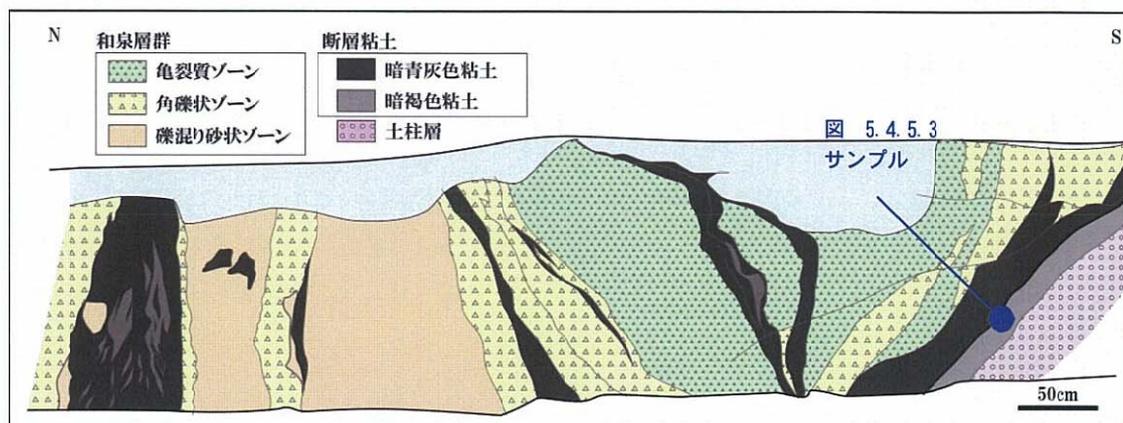


図 5.4.5.2 芝生衝上の露頭下部におけるスケッチ

## (2) 内部構造の観察と解釈 (その 1)

### 【観察】

試料は断層面の下底付近 (図 5.4.5.2) で採取したものをを用いた。本露頭で観察される断層ガウジは、下位の濃褐色粘土 (下図 5.4.5.3 の記号 B) と上位の暗青灰色粘土 (下図の記号 G) の部分に大別される。なお、下図の記号 Y の部分は土柱層の礫層である。試料全体において剪断センスを決定できる微小構造は確認されない。

下位の濃褐色粘土は、同色のマトリクスに亜円礫が混在した産状を示す。亜円礫の礫種は砂岩、泥岩が多いが、稀に緑色片岩が含まれる。その礫の多くは風化したクサリ礫で、褐色を呈している。このような礫の状態は下位の土柱層に含まれる礫と一致している。濃褐色粘土と土柱層との境界は約  $30^\circ$  で北に傾斜し、境界面は緩く湾曲するものの概ね平滑である。濃褐色粘土の内部には、土柱層との境界面に並行に発達する微細な亀裂が無数に発達している。この亀裂に沿って、褐色や灰色を呈する異質の細粒物質が挟在されている。

上位の暗青灰色粘土は粘土分が主体となり、わずかに砂岩細礫を混入している。これはしばしば濃褐色粘土や黄褐色の土柱層マトリクスの混在を受けている。下位の濃褐色粘土との境界は大きく湾曲し、凹凸に富んでいる。暗青灰色粘土中に特定の面構造や粒子の配列は認められない。

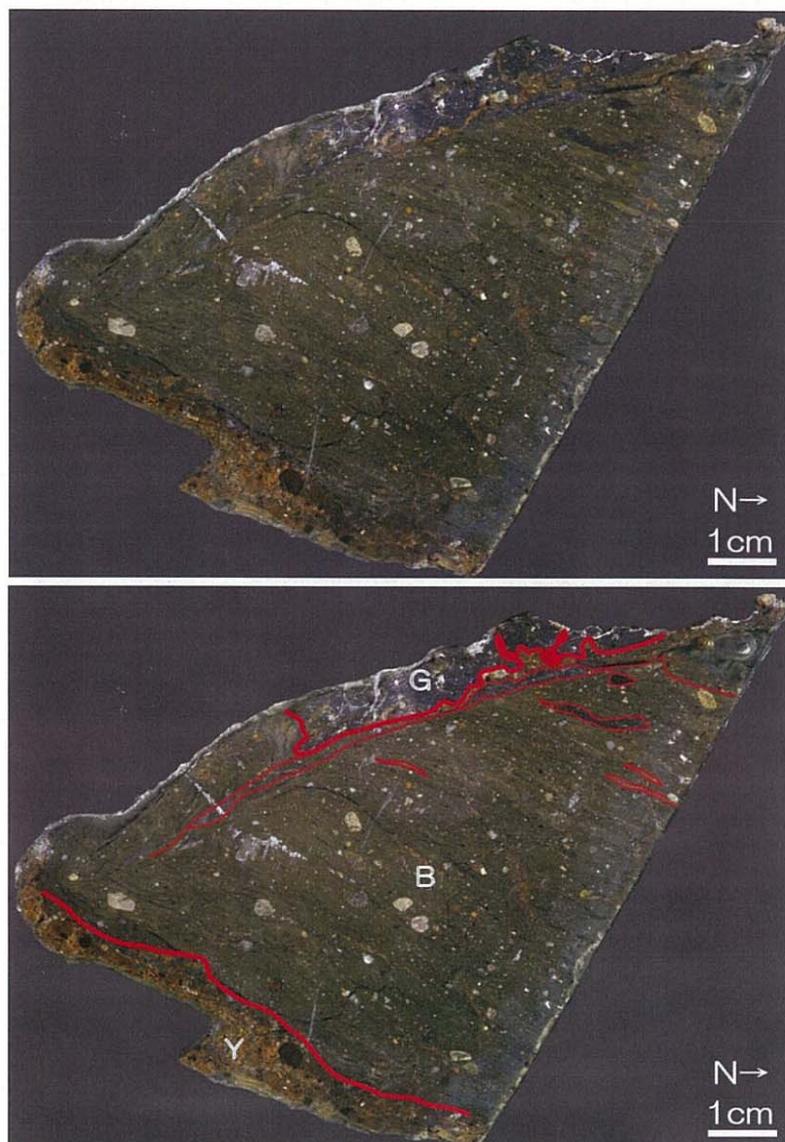


図 5.4.5.3 芝生衝上の下底部，N-S 方向の研磨面（左）とその解釈図（右）

G：暗青灰色粘土，B：濃褐色粘土，Y：土柱層の礫層，赤線：主な断層

【解釈】

混入している礫の状態や粘土の色調から，下位の濃褐色粘土は土柱層起源，上位の暗青灰色粘土は和泉層群起源と推定される。これらは，それぞれ下盤の土柱層や上盤の和泉層群が断層破碎されることによって生成したもので，両粘土の境界面が地質境界断層と考えることができる。

濃褐色粘土の内部には，小断層や微細な亀裂が，土柱層（図 5.4.5.3 の記号 Y）との境界面に対して平行に発達している。これは土柱層の層理に沿って発達した層面断層と考えられ，荒川衝上の試料（→第 4 章，図 4.4.4.2）などで認められたものと同じと考えられる。図 5.4.5.3 に示した研磨試料の上辺付近では，濃褐色粘土と暗青灰色粘土の境界面（＝地質境界断層）がこの層面断層に沿って延びたり，それを横切って延びたりしながら，凹凸に富んだ形状で湾曲しながら発達している。

## (4) 内部構造の観察と解釈 (その2)

## 【観察】

芝生衝上の境界断層面を構成する2層の粘土のうち、上位に存在する暗青灰色粘土(前述)には、優白色の縞状組織を持つレンズ状の粘土が局所的に混在している(写真5.4.5.2, 写真5.4.5.3)。

縞状組織の研磨面(図5.4.5.3)を詳細に観察すると、①白色の細粒粉碎物と白色の岩石小片からなる白色脈、②細粒分のみからなり岩片を混在しない濃紺色部、③褐色粘土からなり層厚の薄い褐色部、の3種の粘土に区分が可能である。なお濃紺色部は周囲の和泉層群粘土とはやや色調が異なる。

この縞状粘土はレンズ状に取り込まれており、周囲の暗青灰色粘土との境界面はシャープで、両者は混ざり合っていない。このことから、縞状粘土は岩塊として、暗青灰色粘土の内部に混入しているものと考えられる。

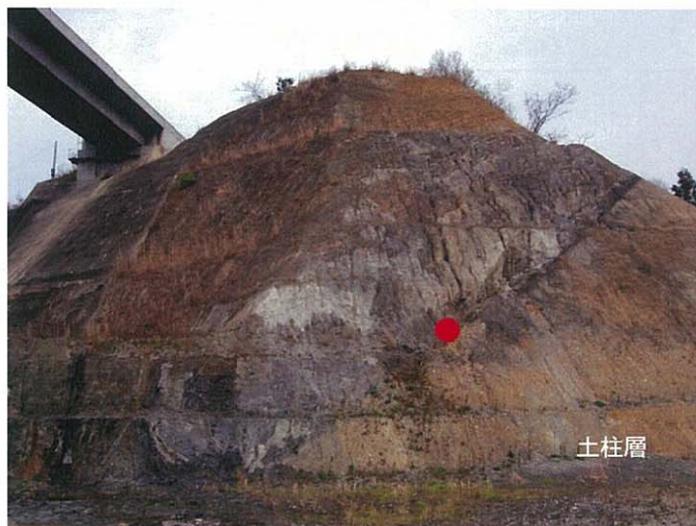


写真 5.4.5.2 芝生衝上における白色縞状粘土の確認・採取位置 (●印)



写真 5.4.5.3 芝生衝上の暗青灰色粘土にみられる優白色縞状組織の露頭状況

縞状組織の配列方向は境界断層面と平行である。薄片では、破碎流動した岩片が定向配列することにより面構造が形成されている様子がわかる（写真5.4.5.4上）。ただし変位センスを示す非対称微小構造は確認されない。これらの岩片は変成岩起源の石英片で、しばしば結晶度の高い白雲母を伴う（図5.4.5.4下）。混入する岩片は未風化で角礫状をなすため、土柱層の礫に由来するものではないと判断した。また、暗青灰色粘土の内部で一般的にみられる砂岩・泥岩の角礫は、縞状粘土には混在していない。顕微鏡スケールでは、粘土主体の細粒分が岩片の流動化し岩片間の空隙を充填している。

白色脈に対してX線回折分析を行った結果、地表の風化では生成されないドロマイトが含まれることが確認された（図5.4.5.5）。この白色縞状粘土は長谷川ほか（1996）などが指摘する、熱水起源のドロマイト・マグネサイト脈の可能性はある。



図 5.4.5.3 芝生衝上の暗青灰色粘土にみられる縞状組織の研磨試料  
矢印は衝上断層として移動方向を示す。

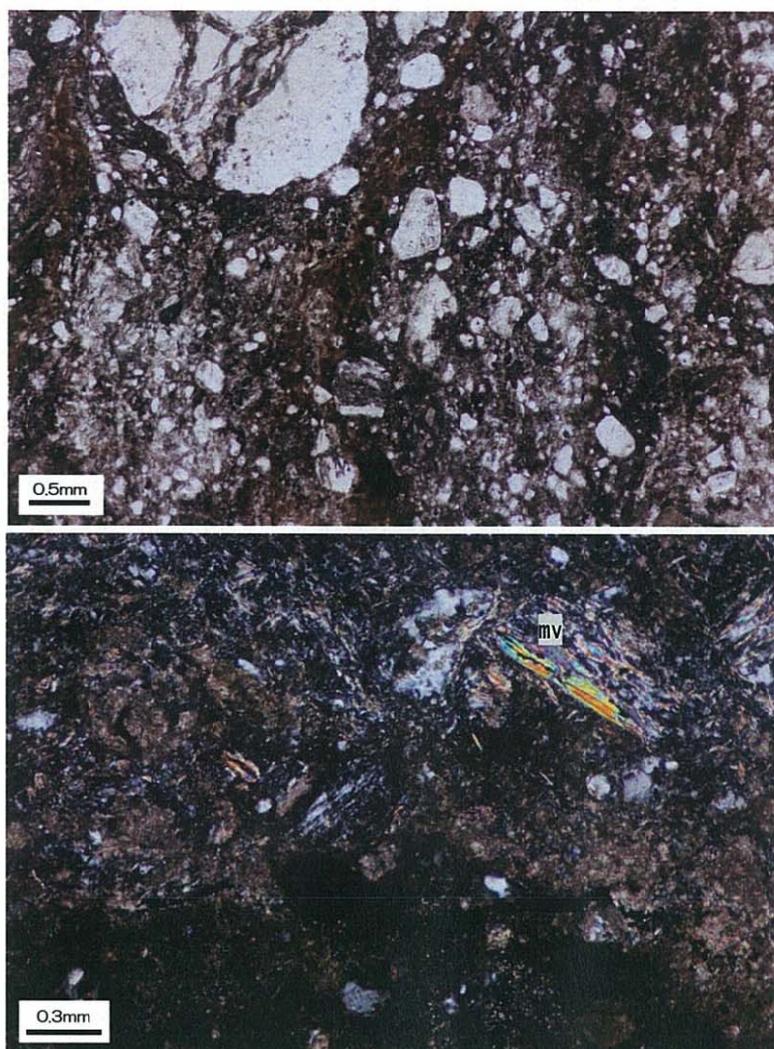


図 5.4.5.4 白色縞状粘土の偏光顕微鏡写真  
上：オープンニコル，下：クロスニコル，2つの写真の位置は異なる。  
mv：白雲母

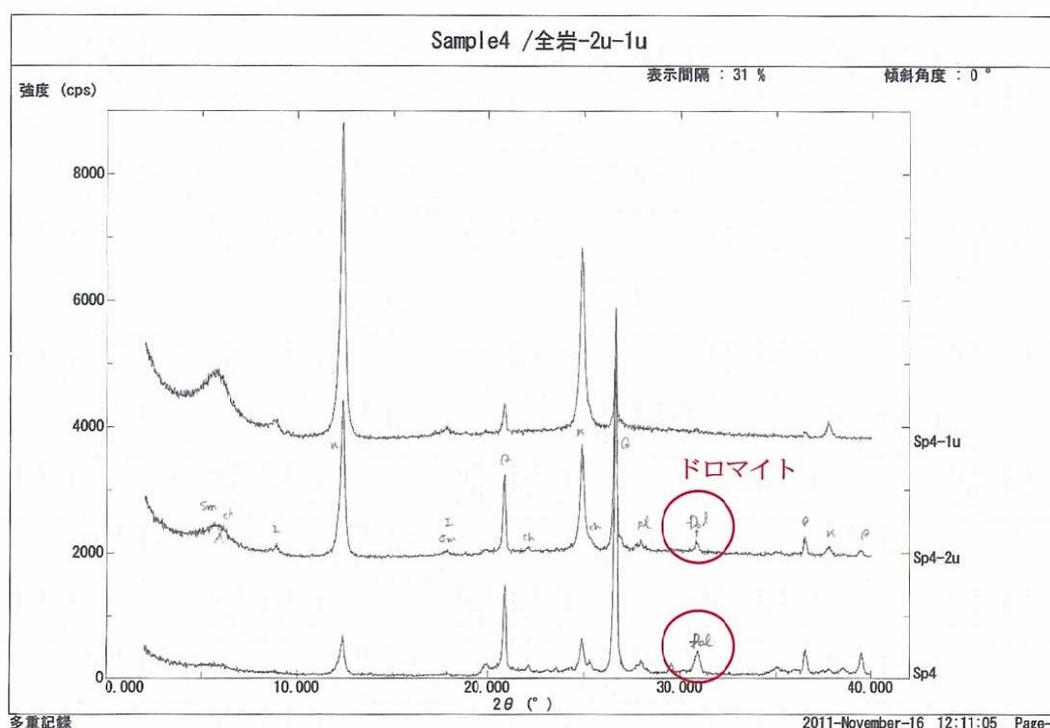


図 5.4.5.5 芝生衝上に混在する白色脈状粘土の X 線回折分析結果（東正治氏の分析による）

#### 【解釈】

縞状粘土は、和泉層群起源の暗青灰色粘土に取り込まれた岩塊状の破砕物である。縞状粘土のうち特徴的にドロマイトを含む白色部は熱水脈起源で、これらは結晶片岩起源の岩片や鉱物片を含み、和泉層群起源の物質を含まない特徴を有する。以上より縞状粘土は、結晶片岩を原岩とし熱水変質を受けた粘土と考えられる。結晶片岩起源の断層ガウジが熱水脈の注入を受け、その周囲の一部が岩塊として分離し、断層運動の過程で和泉層群起源の暗青灰色粘土の内部に取り込まれたものと考えられる。

これらの結果は、芝生衝上がその地下深部において、和泉層群と三波川結晶片岩類の境界をなす狭義の中央構造線と連続していることを示唆している。

5.4.6 三好市三野町芝生の三野断層（結晶片岩の混入岩塊）（地点 No.6）

(1) 調査地の状況

この周辺における地形・地質状況および中央構造線の状況については【第3章】に詳述している。対象露頭は次図に示す位置にあり、ここは岡田（1970）などによって報告された三野断層の直近に位置する。

(2) 断層露頭の産状

この周辺では大規模な断層破碎帯の出現が知られており、岡田・長谷川（1991）は破碎帯中にレンズ状の三波川結晶片岩類の「破碎物」が取り込まれていることを報告した。彼らはこの「破碎物」が三野断層の地下に存在する三波川結晶片岩類の破碎帯から引きずり込まれてきたものと考えている。

露頭では、黒色の和泉層群起源の黒色粘土中に、結晶片岩起源の「破碎物」が、複数の箇所でもレンズ状に取り込まれている。「破碎物」は淡褐色や淡緑色など、変化に富んだ色調を呈し、また縞模様をみせる。その大きさは数 cm の規模のものから数十 m の規模のものまで様々である。「破碎物」と黒色粘土の境界面は様々な方向を向くが、概ね三野断層の延びの方向に調和している。

本調査地は、図 3.3.1.1 に示した三野体育館から学習の森方面に至る道路の南側に位置する。ここでは淡褐色の「破碎物」が和泉層群黒色粘土中にレンズ状に混入しており、和泉層群黒色粘土との境界面の走向・傾斜は N50° E, 48° S であった。その「破碎物」の内部の面構造の走向は N80° E, 傾斜はほぼ鉛直で、これは黒色粘土との境界面とは斜交している。「破碎物」と周囲の黒色粘土はいずれも未固結状態で粘土状を示し、露頭ではタガネ等を容易に貫入させることができる。

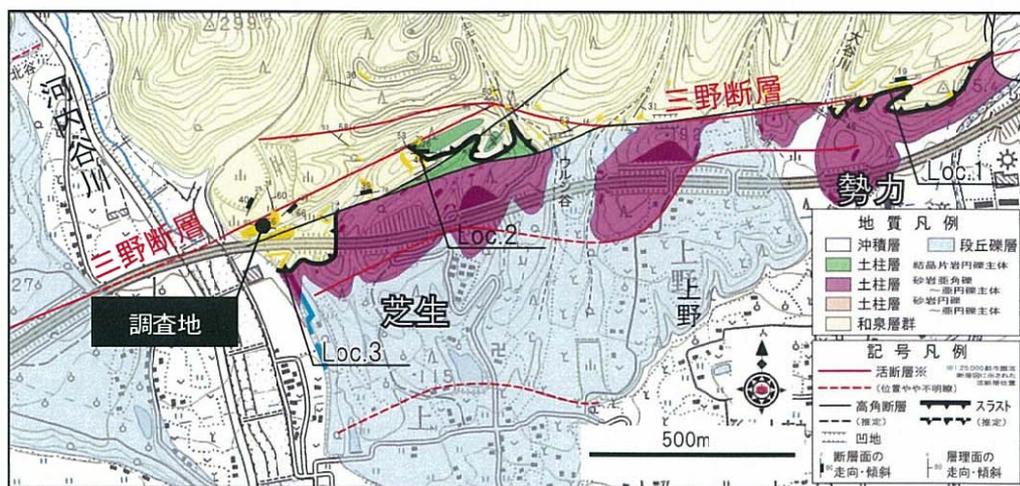


図 5.4.6.1 調査地周辺の活断層および地質分布状況

赤線の活断層の位置は後藤ほか（1999）に従う。



写真 5.4.6.1 優白色の結晶片岩粘土（枠内）を混在する黒色の和泉層群粘土

### (3) 断層ガウジの内部構造

図 5.4.6.2 は淡褐色を示す「破砕物」と黒色粘土の境界付近の研磨片試料である。境界面は複雑な形状の凹凸がみられ、黒色粘土が流動化し「破砕物」側に貫入しているようにみえる。剪断センスを示す微小構造は確認されない。「破砕物」の内部は赤褐色、黄褐色、灰褐色の各色調を呈する部分から構成され、それらは複雑に混在し、縞状構造をなしている。縞状構造は平滑でなく、また「破砕物」と黒色粘土の境界面とは斜交している。

図 5.4.6.3 (上) は淡緑色を示す「破砕物」の研磨片試料である。これを色調に基づき細分すると暗緑色部、赤褐色部、乳白色部の各部分に区分でき、それらは縞状に配列している。偏光顕微鏡下 (図 5.4.6.3 下) では、暗緑色部には伸長した石英集合体や結晶度の高い白雲母など、結晶片岩由来物質が認められ、赤褐色部は細粒の粉碎物集合体が、乳白色部には方解石脈が確認される。方解石脈の中央には褐色の筋が走り、そこから側壁に向け方解石の結晶が成長しており、亀裂発達の進行に対応して方解石が成長していった様子がうかがえる。脈を構成する方解石は再結晶化を受けておらず、脈の形成は三波川変成作用以後であることが示唆される。方解石脈には部分的な破断がみられ、その周囲を再結晶鉱物を取り囲んでいる。岩石が粘土化した後に塑性変形を受けたため、再結晶鉱物が方解石脈を取り囲んだ状態で方解石脈が破断した可能性がある。

この試料に対して X 線回折分析を行った結果、雲母粘土鉱物としてイライトではなく白雲母が検出された。長谷川 (1992b) によれば、三波川結晶片岩の泥質片岩、砂質片岩は変成鉱物である白雲母を多量に含む一方で、和泉層群の泥岩には白雲母は含まれず、雲母粘土鉱物としてイライトが含有されることを示し、両雲母粘土鉱物の比較により破砕帯の起源を認定している。この解釈や、前述の調査結果に基づくと、対象とした「破砕物」は三波川結晶片岩であると判断される。

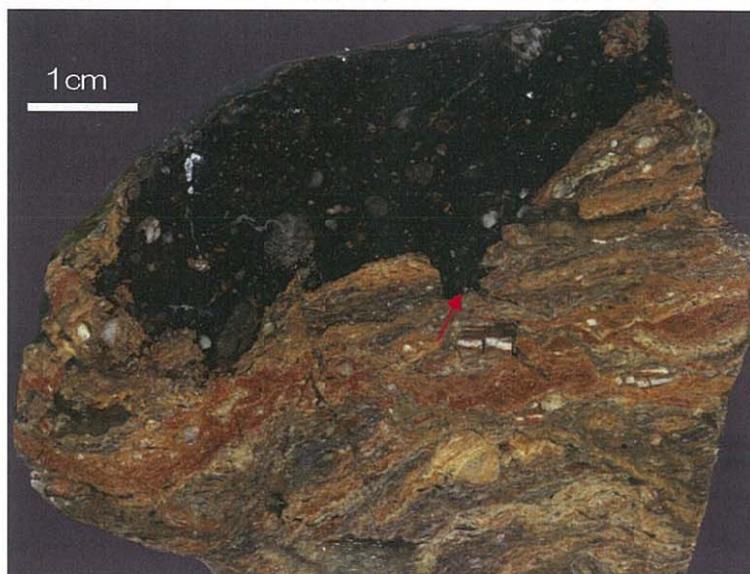


図 5.4.6.2 淡褐色の「破砕物」と黒色粘土の境界付近の研磨片試料  
赤矢印は黒色粘土が貫入している箇所を示す。

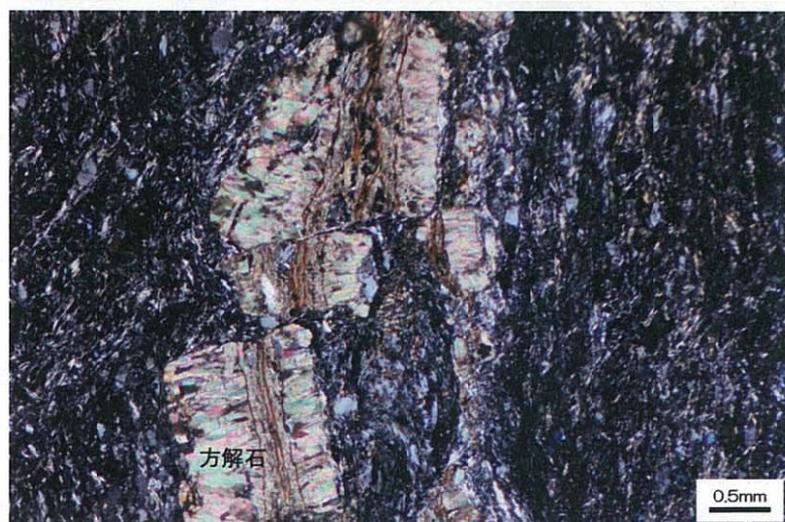


図 5.4.6.3 淡緑色の「破砕物」の研磨片試料（上）と偏光顕微鏡写真（下：クロスニコル）

## (4) 断層の解釈

縞状構造を呈する特徴的な「破碎物」は、上記のような観察・分析事実から、岡田・長谷川(1991)の報告のとおり結晶片岩起源の岩塊と考えられる。この岩塊は変成作用後に塑性変形を受けた履歴を読み取ることができる。露頭から得られた「破碎物」の試料は未固結粘土状を呈していることから、断層運動に伴い和泉層群起源の断層ガウジに取り込まれた三波川結晶片岩類の岩片が、高含水状態である断層ガウジ中に混入したことにより、地表付近の風化の影響を受け粘土化し、それが断層運動に伴い揉まれたものと考えている。

この岩塊には、図 5.4.6.2 と図 5.4.6.3 の例のように色調の違いが認められるが、これは原岩の違いか、あるいは地下水の影響による酸化程度の違いによるものと推定される。

5.4.7 三好市三野町芝生の芝生北露頭（地点 No.7）

(1) 調査地の状況

この露頭に状況については第3章で Loc.2 として既に述べたため、周辺における地形・地質状況および中央構造線の状況についての説明は割愛する。次図に示すとおり、この露頭は「三野断層」のすぐ南側の尾根に位置する。

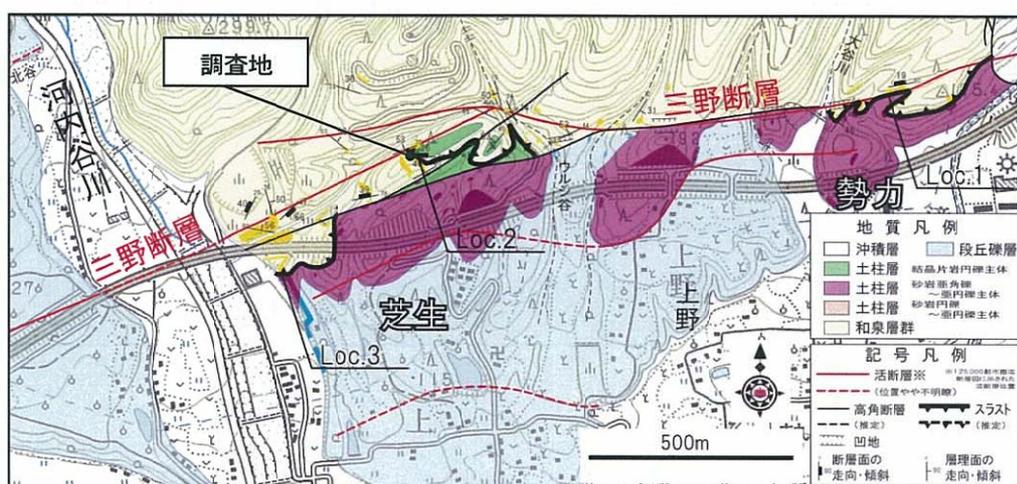


図 5.4.7.1 調査地周辺の活断層および地質分布状況  
赤線の活断層の位置は後藤ほか（1999）に従う。

## (2) 断層露頭の産状

露頭では和泉層群の内部を切断する北傾斜の低角度断層が確認され、その上方延長では上盤の和泉層群が南側の土柱層上に衝上している（写真 5.4.7.1）。土柱層上へ衝上する断層面の走向・傾斜は  $N64\sim 88^{\circ} E, 26\sim 30^{\circ} N$  である。ここでは断層面に沿って厚さ約 3cm の白色粘土が挟まれている（写真 5.4.7.2）。この粘土は極めて軟弱で、内部には砂岩・泥岩の小片が取り込まれている。断層面を挟む和泉層群は、上盤、下盤ともに破碎しているが開口亀裂は認められず、地すべりではないと判断した（第3章）。



写真 5.4.7.1 芝生北方の土取場跡の壁面にみられる断層（実線）と不整合（破線）  
上盤土柱層に不整合に覆われた和泉層群破碎帯が、下盤土柱層に衝上している。



写真 5.4.7.2 芝生北方の土取場跡の断層面に挟まれる白色粘土

## (3) 断層ガウジの内部構造

下図は芝生北露頭における低角度断層にてサンプリングされた試料に対して、東西断面、南北断面をそれぞれ鉛直方向に切断・研磨したものである。試料は低角度断層が和泉層群の内部を走っている箇所にて採取した。なお南北研磨面（下図の b）の試料北縁で白色粘土を伴う断層面が下方に著しく湾曲しているのは、試料処理時に生じた人為的な構造である。

断層面の白色粘土は一枚だけでなく複数枚存在し、それらは厚さ 1~10mm 程度の脈として分岐と合流を繰り返しながら発達している。その中にはしばしば径 1~15mm 程度の泥岩の岩片が混入している。分岐した脈の間には、下位の破碎岩と同じ濃褐~暗褐色を呈する細粒分または岩片がレンズ状に取り込まれている。断層面の剪断センスを示す微小構造は認められない。

断層面の下位には濃褐~暗褐色を呈する角礫化した砂岩・泥岩の岩片が凝集し、その間を不規則に走る微細な亀裂に沿って白色粘土が介在している。岩片の径は大部分が 1mm 以下であるが、部分的に 5mm 以上のものもみられる。岩片の配列に規則性は認められない。

断層面の上位は、黄褐色マトリクス中に砂岩・泥岩の岩片が含まれている。岩片はやや角が落ちて垂角礫状を呈し、砂岩礫の一部は風化・褐色化している。特定方向への礫の配列は認められない。岩片は回転している可能性がある。



図 5.4.7.1 芝生北露頭の断層試料 (a: 東西研磨面, b: 南北研磨面)

偏光顕微鏡下では白色脈は細粒物として確認され（図 5.4.7.2），その中には泥岩の岩片が混在している。E-W 方向に鉛直切断し作成した薄片では，岩片の周囲に沿って粘土が流動し，一部は隣接する岩片密集部に貫入している構造がみられる。なお非対称微小構造は不明瞭で，剪断センスの特定はできない。また，白色脈の内部にはごく少量の結晶片岩の細片が含まれている。



図 5.4.7.2 白色粘土付近の偏光顕微鏡写真（クロスニコル）

#### (4) 断層の解釈

南北研磨面と東西研磨面で断層構造に関する組織的な差異は認められず，特徴的な非対称構造なども認められないことから，研磨片から断層の運動方向を推定することはできない。断層面には特徴的に角礫状をなす泥岩の岩片が混在する一方で，同サイズの砂岩片はほとんどみられないことから，断層面はもともと和泉層群の泥岩層であった部分に沿って発達した可能性が考えられる。

断層面に挟まれている白色粘土の起源について，その色調から，熱水脈起源の粘土が一つの可能性として考えられる。しかし X 線回折分析（図 5.4.7.3）の結果，この白色粘土は一般的な和泉層群砂岩/泥岩と同一のピーク特徴を見せており，またドロマイト・マグネサイトも認められず，熱水脈起源の可能性は小さい。

もう一つの可能性として，白色粘土の起源は土柱層のシルトであることが考えられる。第 3 章で述べたとおり，本地区と同じ三野断層沿いの中上地区や荒川地区（荒川衝上）では，白色を呈する土柱層のシルトが断層運動に伴い断層面に引きずり込まれ挟まれている様子が観察された。芝生北露頭における試料採取地点の断層は上盤・下盤ともに和泉層群であるが，試料採取位置の 1m 南東側の下盤には土柱層が出現する。このことから，すでに土取られてしまった南西側空中に土柱層が存在し，断層面に沿って土柱層のシルトが引きずり込まれるとすれば，断層面に土柱層起源の物質が混入する合理的な説明ができる。このシルトが断層面に沿って粉碎されることで，軟質な白色粘土が形成されたと考えられる。

白色粘土にはわずかに結晶片岩の細片が混在している。これが土柱層起源であるか，三波川結晶

片岩起源であるかは判然としないが，三波川結晶片岩起源である場合には，本断層が地下の中央構造線と連続していることとなる。

白色粘土の起源については判断材料が少ないため，上記の説明は仮説の域を脱しない。この粘土は強度が極めて小さく，流れ盤斜面ではすべり面に発展する危険性を帯びていることから，今後はその起源を明確にすることで分布特性を明らかにしていくことが課題である。

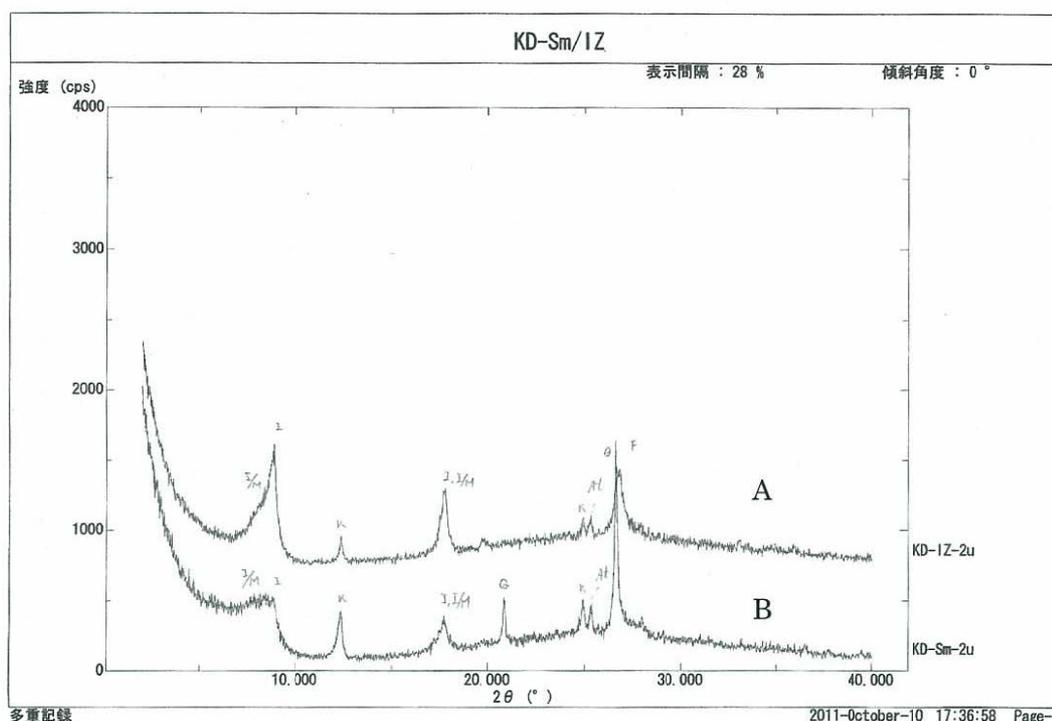


図 5.4.7.3 岩石試料の X 線回折分析結果（東正治氏の分析による）

A：和泉層群黒色断層ガウジ（芝生北露頭南西方の土取場にて採取），B：芝生北露頭白色粘土

5.4.8 三好市三野町太刀野堂ノ谷の断層露頭（地点 No.8）

(1) 調査地の状況

本露頭の位置を次図に示す。本地域では、花園北方の北谷、堂の谷の支流、そして西ノ久保西方の孫十郎谷が、いずれも NE-SW 方向に直線的に発達しており、リニアメントとして判読される。これらの谷に沿って、水野ほか（1993）、後藤ほか（1999）などの既往文献は中央構造線活断層系のうち、池田断層－三野断層接続部から派生したとみられる分岐断層が通過すると考えている。本露頭は堂ノ谷川上流域の北西側壁に位置する、未報告の露頭である。

(2) 断層露頭の産状

写真 5.4.8.1 に露頭状況を示す。ここでは NE-SW 方向に直線状に延びる斜面の下部に比高約 5m の断崖が直線状に形成され、その脚部には厚さ 15cm の北傾斜の断層ガウジが出現している。断層面の走向・傾斜は N40° E, 53° N で、中角度で北に傾斜している。またこの断層は上述の既往文献に示された活断層に沿って発達している。この断層は和泉層群の内部を切断する断層で、その北側および南側には、ともに亀裂の発達した砂岩優勢互層が分布している。亀裂は地表付近の緩み部を除き、基本的に密着している。付近に地すべり地形や斜面変動を示唆する証拠は認められず、防災科学技術研究所発行の地すべり地形分布図「池田」（清水ほか、2006）にも地すべり地形は記載されていない。これらから、低角度断層面は地すべり面ではないと考えられる。

断層面は和泉層群の層理面に平行に発達している。断層ガウジには、幅 5～10cm の粘土主体部と、その下盤側に接する砂岩角礫主体部が確認される。その色調は暗灰色～黒色を基本とし、部分的に灰白色の粘土が縞状に挟在している。粘土主体部には多数の砂岩細礫が混入している。断層ガウジは未固結・高含水で軟弱な性状を有し、タガネの先端はハンマー打撃により容易に貫入できる。断層ガウジのトレース（写真 5.4.8.1 左）に沿って、しばしば湧水が発生している。

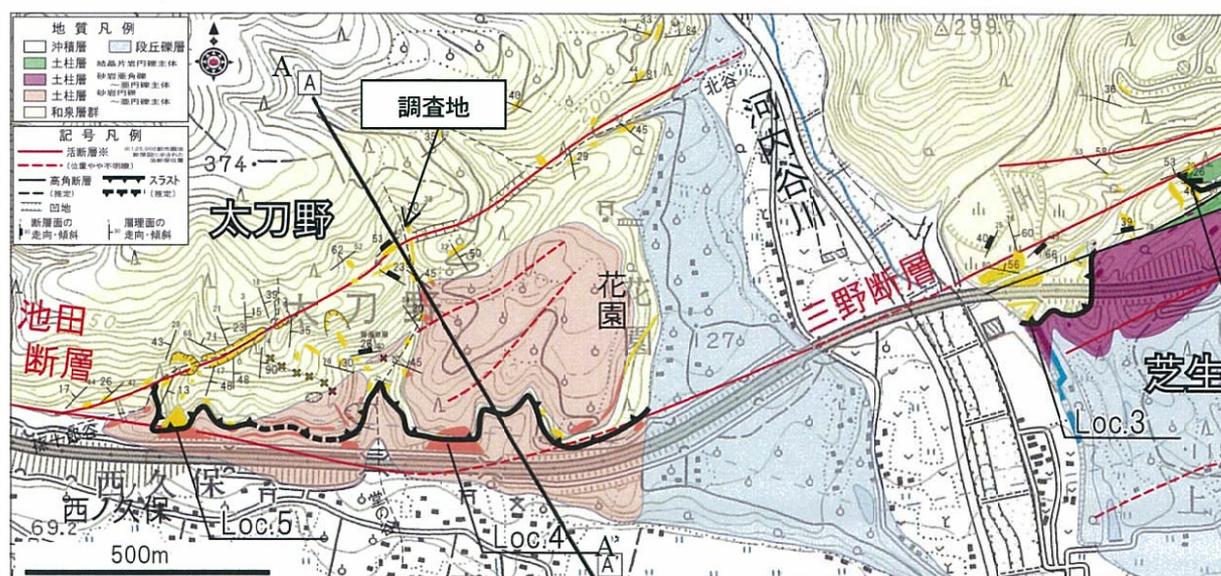


図 5.4.8.1 徳島県三好市三野町芝生付近の活断層および地質分布状況  
赤線の活断層の位置は後藤ほか（1999）に従う。

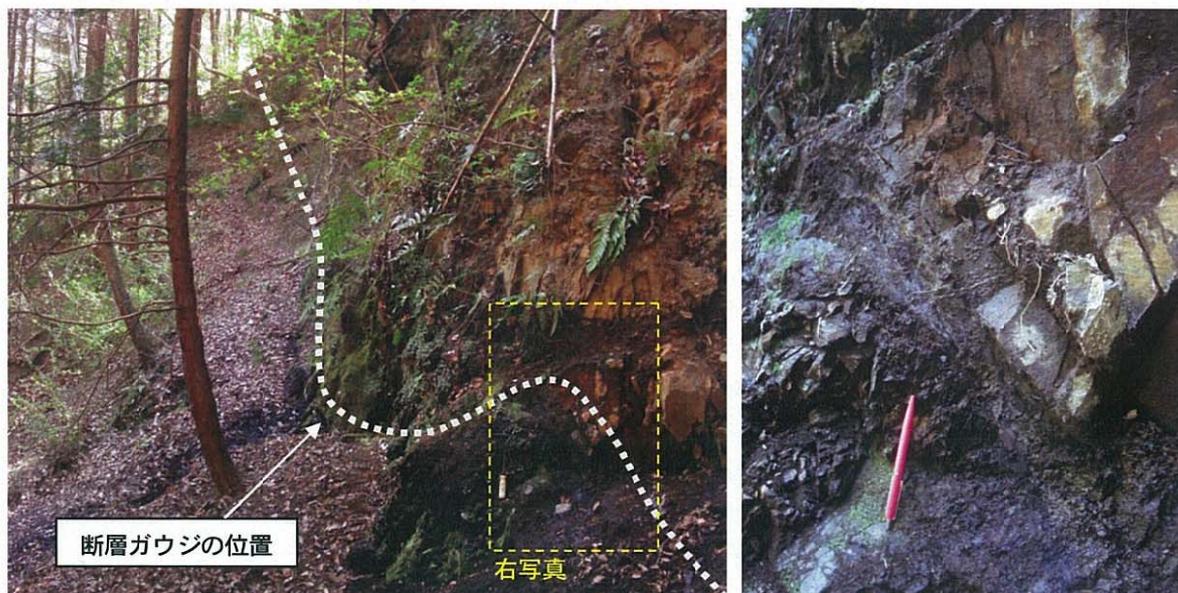


写真 5.4.8.1 断層露頭の遠景および近景

断層トレースはほぼ直線状に延びる。

### (3) 断層ガウジの内部構造

研磨片は全体が同一の色調（黒色）を示すため、標本スケールでの内部構造の識別はできない。図 5.4.8.1 に NS 方向に鉛直切断した断層ガウジの偏光顕微鏡写真を示す。ここは、上述の粘土主体部と砂岩角礫主体部の境界にあたる。粘土主体部は粘土中に泥岩の細片が混入した産状を示し、泥岩起源であることが推定される。泥岩の細片には方解石脈の発達が見られることから、方解石脈の形成後に断層運動が生じ、当ガウジが形成されたことが示唆される。

粘土中の岩片の長軸方向は断層面に並行に配列しており、粘土は流動的な挙動をしていたと推定される。この粘土は砂岩・泥岩中の亀裂の内部に貫入している。なお剪断センスを特定できる非対称微小構造は認められない。また当断層ガウジには三波川結晶片岩由来の物質は一切認められない。

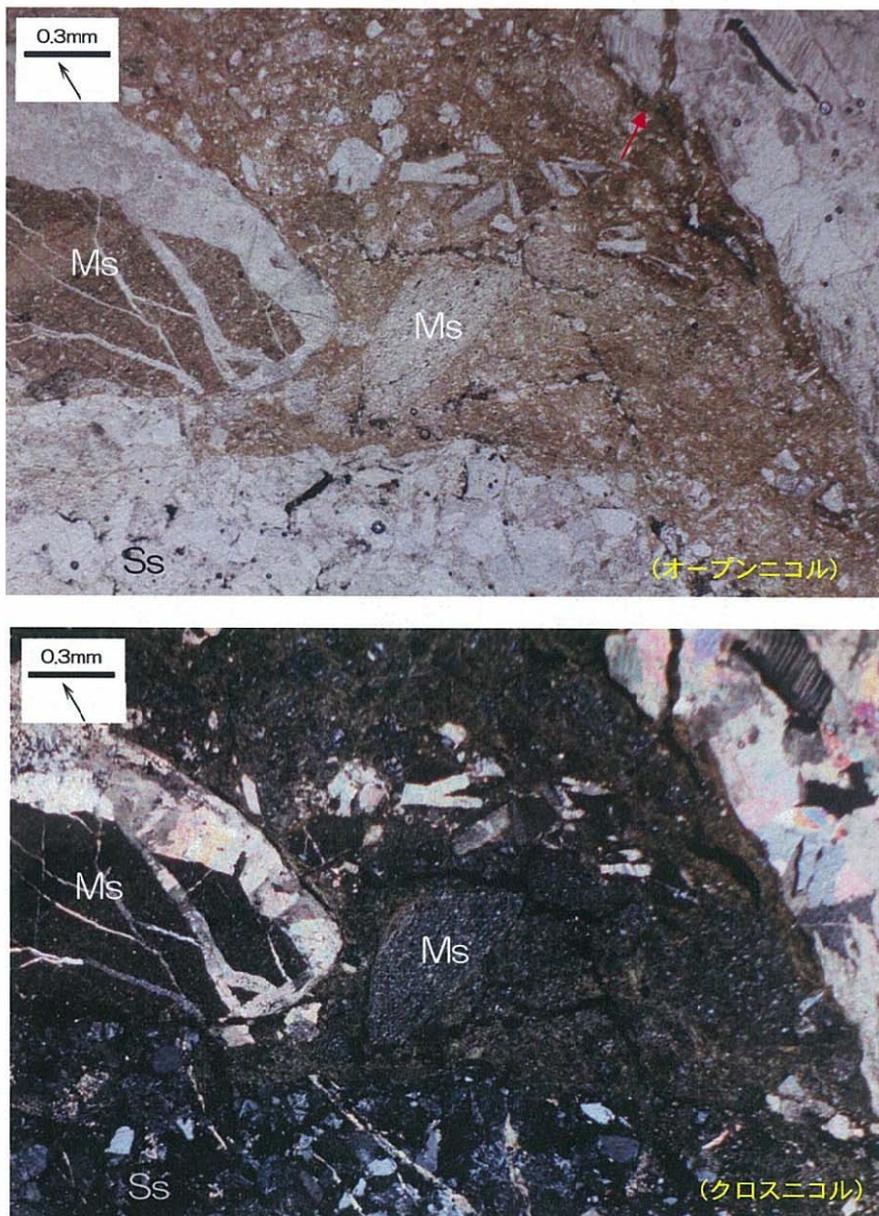


図 5.4.8.1 断層ガウジの西向き鉛直断面の偏光顕微鏡写真  
 (スケール下の矢印が上位を示す。Ss：砂岩，Ms：泥岩。) 赤矢印部は粘土の貫入組織。

#### (4) 断層の解釈

本断層は和泉層群の内部を切断しており、その断層ガウジは和泉層群由来の物質のみから形成されている。ここは、既往文献（例えば、岡田，1970）に示されている中央構造線活断層系の地表トレースの直上に位置しているにも関わらず、断層ガウジには結晶片岩起源の物質が含まれない。本研究において対象とした中央構造線沿いの断層露頭（地すべり面を除く）の中で、三波川結晶片岩由来の物質を含まない断層ガウジが認められたのはここが唯一である。

断層ガウジに特徴的に結晶片岩由来の物質が混入されない理由として、この断層は和泉層群/三波川結晶片岩類の境界をなす地質境界の中央構造線とは繋がっていないことが考えられる。断層ガウジの厚さは、本論で記載する他の露頭よりも相対的に薄いことなどから、この断層は中央構造線の活断層としては主要なものではないのかもしれない。

## 5.4.9 三好市三野町太刀野西部の池田断層（地点 No.9）

## (1) 調査地の状況

ここは吉野川の左岸側攻撃斜面にあたり、讃岐山脈の南麓斜面の急崖が東流する吉野川に接している箇所である（図 5.4.9.1）。中央構造線活断層系池田断層はこの急崖の下部を通過することが、各文献により考えられている（岡田，1970；水野ほか，1993；後藤ほか，1999）。その下流側で吉野川と讃岐山脈南麓が離れ、吉野川左岸側に平地が始まる地点に「道の駅三野」があり、県道の橋梁下部ではかつて中央構造線の断層露頭が認められた（写真 5.4.9.1）。

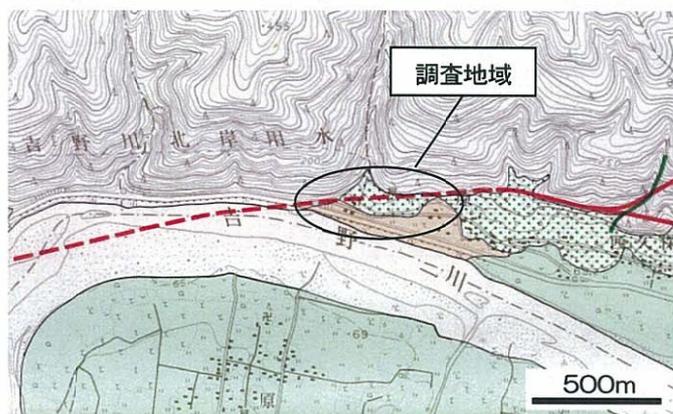


図 5.4.9.1 調査地周辺図（後藤ほか，1999，都市圏活断層図「池田」に加筆）凡例省略。

写真 5.4.9.1 「道の駅三野」の案内板に示されているかつての「中央構造線露頭」の様子

## (2) 断層露頭の産状

現在のこの露頭は表土や草に覆われており、十分な観察ができる状態ではない。本露頭は天然記念物として保護されており、露頭清掃ができなため、露頭産状の観察は見送った。地表には乾燥し硬化した断層ガウジが露出しているようである。

## (3) 断層ガウジの内部構造

断層ガウジの断片と思われる転石を露頭から離れた山中で確認し、その内部構造を観察・記載した。転石はそれぞれ特徴の異なる 2 種類の粘土が確認された。ここではそれらをタイプ a、タイプ b と呼ぶ。

## ①タイプ a 粘土

図 5.4.9.2 にこの粘土の研磨面および偏光顕微鏡写真を示す。この粘土は黒色部と白色部からなり、部分的に褐色を呈する。黒色部と白色部は交互に縞状に配列しているが、それらは著しく褶曲し、しばしば両者は混在している。剪断センスを特徴付ける微小構造は確認されない。

偏光顕微鏡下では、白色部は方解石の細片の集合部として観察され、角礫状をなす方解石細片の長軸は上述の褶曲に調和して配列している（図 5.4.9.2 下）。また方解石細片の間隙には粘土が充填している。一方の黒色部は粉砕物集合体として観察され、しばしば再結晶化作用を受けた結晶片岩起源の石英の細片を混入している。和泉層群起源の砂岩・泥岩の混入は認められない。なおこの産

状は、後述の 5.4.11 項に示す結晶片岩内を通過する断層ガウジにも共通して認められるものである。

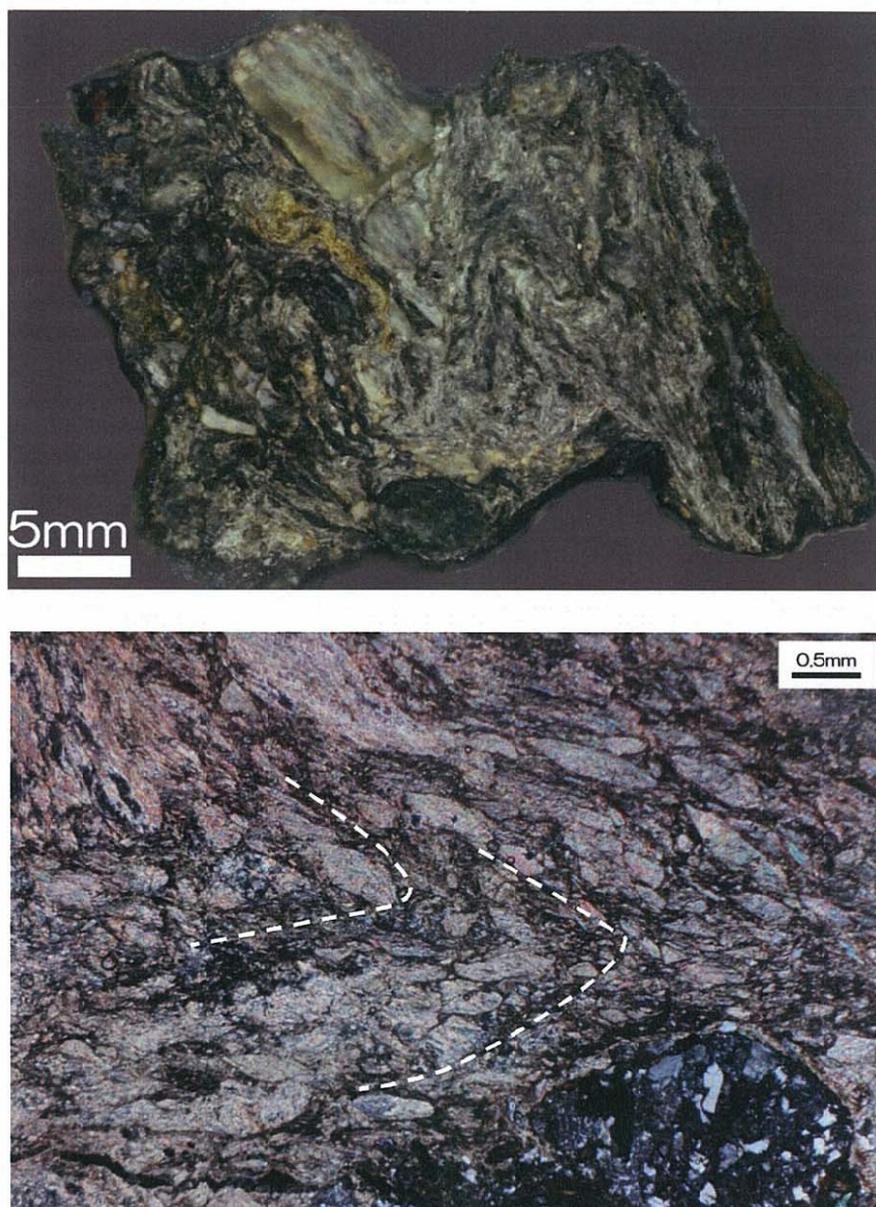


図 5.4.9.2 タイプ a 粘土の研磨面（上）と、褶曲が認められる偏光顕微鏡写真（下：クロスニコル）  
（転石を使用して試料作成したため、試料の方位不明）

図 5.4.9.3 に本試料に対する X 線回折分析結果を示す。結果によれば、本試料からは  $10\text{Å}$  の底面反射で特徴づけられるイライトまたは白雲母が本試料からは検出されない。また本試料では特徴的に滑石（タルク）が検出される。この粘土の起源は本地域の地表付近で認められる和泉層群や三波川結晶片岩とは異なり、熱水起源の変質鉱物、あるいは三波川変成帯にしばしば出現する超苦鉄質岩起源の岩石の可能性が有る。

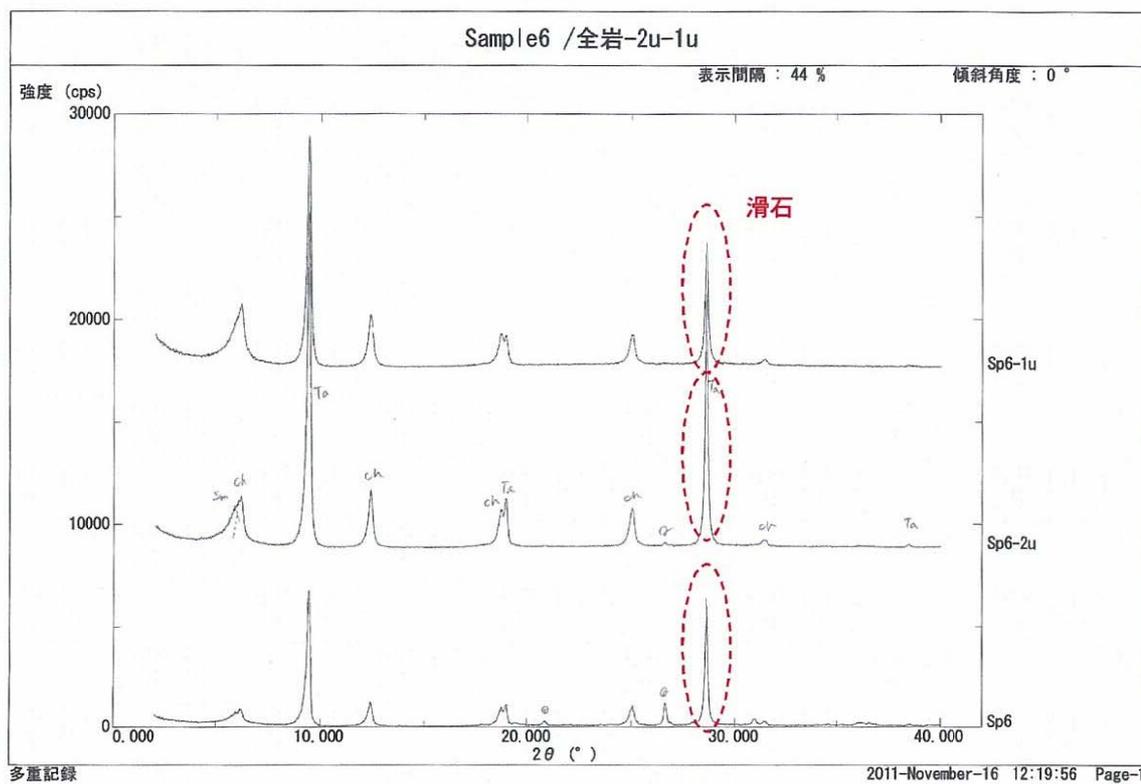


図 5.4.9.3 タイプ a 粘土の X 線回折分析結果 (東正治氏の分析による)

## ②タイプb粘土

この粘土は黒色部、白色部、褐色部からなる縞状構造で特徴づけられる。図 5.4.9.4 (上) はこの粘土の研磨面を示したものであるが、褶曲の著しいタイプ a 粘土 (前述) とは対照的に、この粘土には微小な褶曲が少ないのが特徴である。剪断センスを特徴付ける微小構造は確認されない。

偏光顕微鏡下では、上述の白色部は主に方解石の脈が破断された鉱物片の集合体、黒色部は再結晶化作用を受けた石英や結晶度の高い白雲母などの鉱物片、黒色粉砕物の集合体からなり、褐色部は主に極細粒の粉砕物集合体からなる (図 5.4.9.4 下)。鉱物片や粉砕物は流動し定向配列することにより面構造が形成されている。方解石の脈には、脈の中心を同方向に延びる褐色の筋が走り、その両側に方解石の結晶が成長している様子がうかがえ、前述の三野町芝生の三野断層で得られた結晶片岩起源破砕物 (5.4.5 項) に含まれるものと同一の特徴を示す。ただし、本地点の試料の脈は著しく破断し、岩片全体が著しい破砕を受けたものと推定される。

本試料には、和泉層群起源の砂岩・泥岩は確認できない。

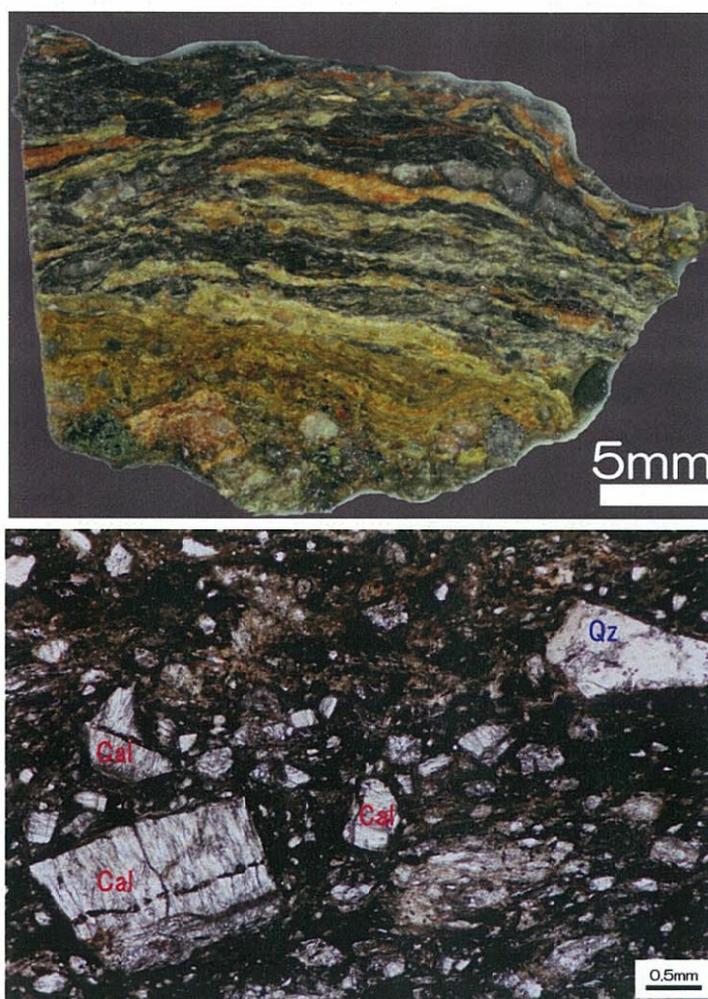


図 5.4.9.4 タイプ b 粘土の研磨面 (上) と偏光顕微鏡写真 (下: クロスニコル)

Qz: 石英, Cal: 方解石

(転石を使用して試料作成したため、試料の方位不明)

## (4) 断層の解釈

タイプ a 粘土, タイプ b 粘土ともに三波川結晶片岩の岩片が確認され, 和泉層群起源の岩片は確認されなかった。このことから, 両粘土は三波川変成帯の岩石を起源とする断層ガウジと考えられる。

タイプ a 粘土は超苦鉄質岩起源であるか, 熱水変質の影響を大きく受けた岩石といえる。

タイプ b 粘土は, その特徴の類似性から, 芝生の三野断層に混在している結晶片岩起源破碎物と同質で, 中央構造線の断層ガウジに取り込まれた結晶片岩の岩片と考えられる。ただしタイプ b 粘土では方解石脈が著しく破断し, マトリクスに取り囲まれていることから, 断層破碎の影響を大きく受けたものとも考えられる。

## 5.4.10 三好市池田町州津の池田断層露頭（地点 No.10）

## (1) 調査地の状況

本地域における中央構造線の通過位置について、後藤ほか（1999）による都市圏活断層図を図 5.4.10.1 に示す。岡田（1968）による池田断層は、これとほぼ同じ位置を通過している。すなわち、池田断層は段丘面を切断して ENE-WSW 方向に延びており、この断層トレースに沿って比高数 m の崖が連続的に形成されている。またこれとほぼ並行する箸蔵断層が、池田断層の 100~200m 北方の山麓部に設定されている（水野ほか，1993；後藤ほか，1999）。

平成 22 年末の道路工事に伴い、池田断層の通過位置と考えられている鮎苦谷川の谷口右岸側の崖地形直下において、箱型函渠埋設のため深さ約 1m の南北方向の溝が掘削され、そこに池田断層の新たな断層露頭が出現した（図 5.4.10.1）。本項ではこの断層露頭について記載を行う。

## (2) 断層露頭の産状

この露頭では北側の和泉層群の黒色粘土が南側の礫層と接している（写真 5.4.10.1）。断層面の走向は概ね EW、傾斜は  $68^{\circ}$  N で、断層面は北に中角度で傾斜している。境界断層面はしばしば湾曲している（写真 5.4.10.2）。境界断層面の北側は 2~3m の範囲で顕著な和泉層群破碎帯が広がり、そこには黒色粘土の内部に灰色~灰褐色を呈する優白色破碎物がレンズ状に取り込まれている。優白色破碎物は黒色粘土に比べて砂分を多く含んでいる。

断層面南側の礫層はやや固結が進行しており、当調査地が段丘面上に位置していることから（図 5.4.10.1）、これは段丘礫層と考えられる。その中に含まれる礫は砂岩および結晶片岩の円礫~亜円礫で、本流性堆積物の特徴を示す。この礫層は基本的にマトリクスサポートであるが、断層面から 30cm の範囲には礫が密集しており、その長軸方向は断層面と平行に配列している。この構造はブルドーリング、あるいは芝生衝上等でみられたドラッグ褶曲によるものと考えられる。

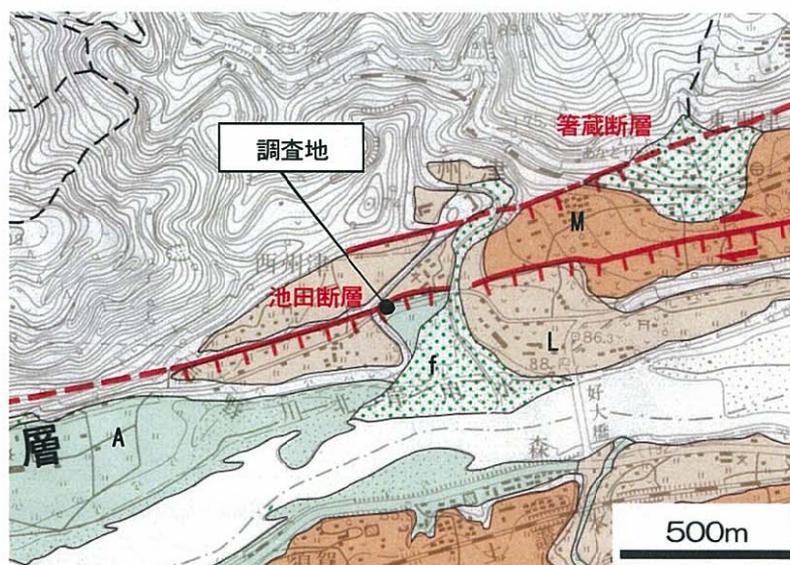


図 5.4.10.1 調査地周辺図（後藤ほか，1999，都市圏活断層図「池田」に加筆）

M：中位段丘面，L：下位段丘面，A：沖積低地，f：扇状地



写真 5.4.10.1 露頭周辺の様子（東方を望む）  
白破線が境界断層の位置を示す。



写真 5.4.10.2 上：断層露頭の南北断面，下：水平面上での断層露頭

## (3) 断層ガウジの内部構造

試料は和泉層群側の粘土のうち、優白色破砕物の混入が著しい部分から採取した（図 5.4.10.2）。断層ガウジは黒色部と灰色部からなり、両者には多数の岩片を混入している部分がある。黒色部と灰色部は断層面の方向に沿って交互に配列し、幅数 cm 程度の縞状構造をなしている。研磨面では剪断センスを推定できる微小構造は確認できない。

混入する岩片は径 0.5~10mm 程度と大小様々で、これらはいずれも角礫状を呈する。岩片が密集する部分と疎な部分があり、岩片の密集部は断層面と並行に帯状に形成されている。ひとつの岩片の色調は、濁った白色の部分と透き通った暗灰色の部分と混在しており、遠目には灰白色に見える。岩片と岩片の間の部分は、主に黒色粘土が充填している。

この岩片は結晶片岩由来のものと砂岩由来のものが混在していることが薄片観察から示される（図 5.4.10.2 下）。結晶片岩礫は亜角礫~亜円礫状を呈し、砂岩礫は微細な岩片の集合体として観察される。



図 5.4.10.2 上：南北方向の切断研磨面，下：同薄片（クロスニコル）  
赤矢印は黒色粘土の貫入部を示す。

黒色部のマトリクスは細粒・緻密な粘土からなる。灰色部は乳白色部と灰色部に細別され、両者は断層面の方向に縞状に配列している。色調から、灰色部は熱水脈を起源とすることが推定される。また灰色部は黒色部と乳白色部の中間的な色調をなしており、両者が混在した可能性がある。黒色部を構成する粘土は灰色部の礫間に貫入している構造がみられる（図 5.4.10.2）。破碎流動による面構造が顕著な“破碎流動型”の断層ガウジである。

#### (4) 断層の解釈

断層ガウジからは三波川結晶片岩の岩片が数多く確認された。このことから、本露頭の断層は地下の中央構造線の地質境界に連続している可能性が高い。剪断センスについては確認することができず、この断層の運動方向について議論することができなかった。

5.4.11 愛媛県四国中央市川滝町東方の結晶片岩断層露頭（地点 No.11）

(1) 調査地の状況

ここは和泉層群と三波川結晶片岩類の境界をなす中央構造線（池田断層）の地表トレースから数十 m 南方の山中にあたる。ここでは次図に示す A 谷の右岸斜面に、三波川結晶片岩中に発達する断層が露頭で確認される。本露頭周辺の地質は泥質片岩からなり、その片理面の走向・傾斜は N10° E, 12° E である。

(2) 断層露頭の産状

断層は泥質片岩の片理面を切断して発達しており、断層の走向・傾斜は N80° E, 84° N で、地質境界断層（池田断層）に平行に走っている。断層ガウジの幅は約 50cm で、それは黒色部・灰色部からなる縞状粘土として確認される。断層ガウジは細粒分に富み未固結で含水量が高く、強い粘性を持つ。



図 5.4.11.1 調査地周辺の地質図（加藤・千木良，2009 を改変）

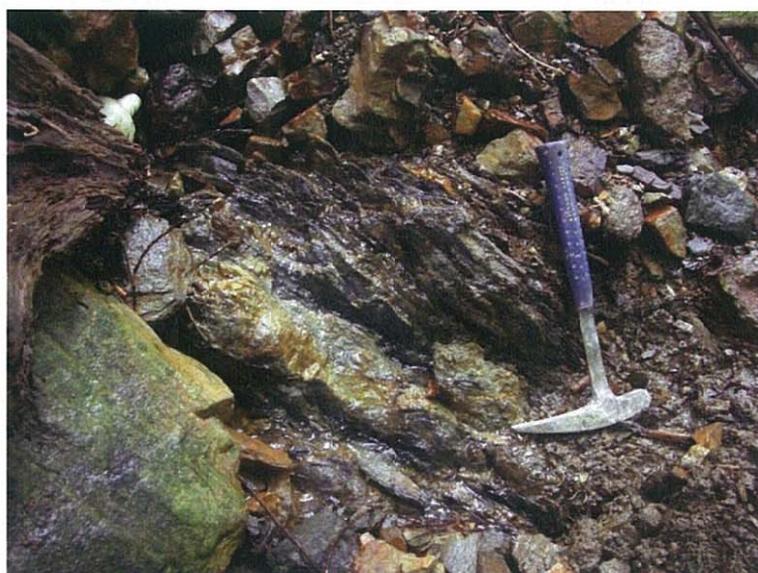


写真 5.4.11.1 断層露頭の状況

## (3) 断層ガウジの内部構造

次図は断層ガウジの研磨面写真を示したものである。ガウジは色調により黒色部、褐色部、白色部に区分が可能である。また、これらの粘土が混在する部分では、両者の漸移的な色調が認められる。黒色部は細粒粘土の集合体、白色部は結晶片岩の粉碎した岩片、褐色部は白色部が酸化等の影響を受け変質した部分である。黒色部の粘土はしばしば白色部・褐色部に数 cm 程度貫入している様子が認められる。

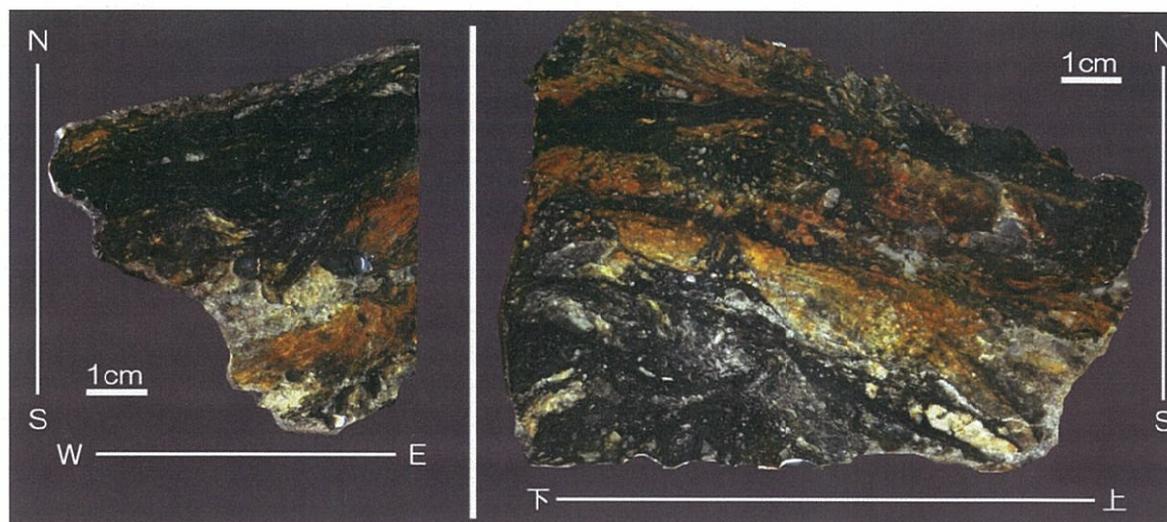


図 5.4.11.2 断層ガウジの研磨面（左：水平研磨面，右：鉛直研磨面）

図 5.4.11.3 は断層ガウジの偏光顕微鏡写真である。薄片を偏光顕微鏡で観察すると、多数の石英粒子が粘土中に含まれている様子が認められる。この石英粒子は変形時の再結晶作用を受け、片理を形成したものである。また結晶度の高い新鮮な白雲母が認められ、それが形態定向配列をすることにより片理が形成されている。これらはいずれも三波川結晶片岩起源の物質である。粒子間のマトリクスは主に微細な粘土鉱物から構成されている。その中には、上述の結晶度の高い白雲母が、破碎粒子から分離してしばしば取り込まれている。この白雲母が定向配列することにより粘土には面構造が形成され、断層ガウジに特徴的な破碎流動（cataclastic flow）の構造が示されている。

また、部分的な褶曲に伴い破断した方解石が認められる。このような方解石の破断構造は、図 5.4.9.2 に示した産状と類似している。本試料からは和泉層群由来の物質を特定することはできなかった。

本試料から剪断センスを推定できる非対称構造は認められなかった。



図 5.4.11.3 断層ガウジの水平面偏光顕微鏡写真（上：オープンニコル，下：クロスニコル）

#### (4) 断層の解釈

断層面は和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層としての中央構造線（池田断層）に平行に発達し、顕著な断層ガウジを形成していることから、これは池田断層の副断層である可能性が高い。

当断層は結晶片岩の内部を切断するものであり、三波川結晶片岩類を切断する断層に関するデータが得られた点で重要である。

5.4.12 四国中央市川滝町の川滝衝上露頭（地点 No.12）

(1) 調査地の状況

対象とした断層露頭は、中川（1965）で報告された「川滝衝上」の露頭である。調査位置は次図に示すとおりである。ここは岡田（1973a）、堤ほか（1999）などで報告されている池田断層の位置よりも数十 m 北方の、丘陵性斜面の中腹に位置している。この低角度断層は加藤・千木良（2009）によって、地下から伸びる中央構造線の地質境界が、南側で隆起する法皇山脈の重力的影響を受け、北方へ傾倒したものと考えられた。

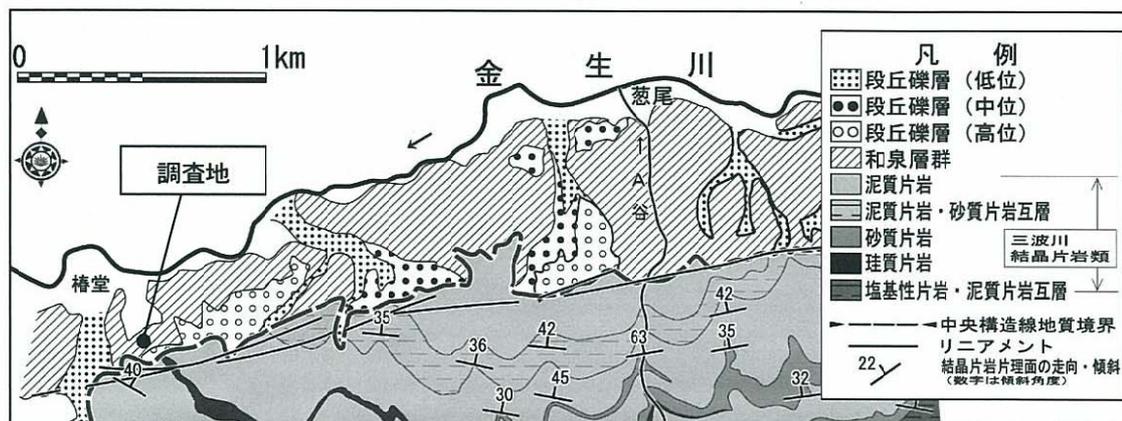


図 5.4.12.1 調査地周辺の地質図（加藤・千木良，2009 を改変）

(2) 断層露頭の産状

この露頭では南側の三波川結晶片岩類（泥質片岩）が北側の和泉層群上に衝上している。断層面の走向・傾斜は N80° E, 40° S で、両者の間には厚さ約 70cm のフェルサイト岩脈が貫入している。和泉層群と岩脈の境界は漸移的であるのに対し、岩脈と泥質片岩の境界はシャープである。さらに、泥質片岩は断層面から約 15cm の幅で破碎が著しく進行し、無数の剪断面が発達して部分的に粘土化している。この部分の亀裂は泥質片岩の片理面に沿って割れているもののほか、それらを横切るものも認められる。

下盤側の和泉層群およびフェルサイト岩脈も断層の影響により破碎している。和泉層群は亀裂が密に発達しているが、他の露頭のような黒色粘土化は生じていない。また次に述べる湯谷口露頭のような熱水脈の混入は認められない。



写真 5.4.12.1 「川滝衝上」露頭  
赤矢印は三波川結晶片岩類の下底面を示す。

### (3) 断層構成岩石の内部構造

断層ガウジ，泥質片岩，フェルサイトの岩片（いずれも転石）を露頭から離れた山中において採取し，これらを観察試料とした。

#### ①断層ガウジ

断層ガウジの研磨面写真を写真 5.4.12.2 に示す。ガウジはその色調から，暗灰色部，黄褐色部，濃褐色部の各部分に区分できる。暗灰色部を挟んで黄褐色部が，さらにそれを濃褐色部が挟んでいる。

各色調の部分には，いずれも白色の石英粒子が混在している。その大きさは暗黒色部で 0.5mm 以下，黄褐色部で 0.5～5mm，濃褐色部で 5mm 以上である。暗黒色部のみ，石英粒子の長軸方向が断層面の方向に調和的に配列している。また，黄褐色部，濃褐色部には，片理を有し泥質片岩と考えられる優黒色の角礫状岩片が含まれ，概して濃褐色部は黄褐色部に比べその粒径が大きい。

上記のような諸特徴，および暗灰色部は 3つの色調のうち最も細粒・緻密な組織を持つことから，濃褐色部が主断層面を構成し，そこから離れるにつれて黄褐色部，濃褐色部に遷移していくものと考えられる。

黄褐色部の一部は，細粒分が著しく伸長して強い定向性を示し P foliation を形成している。またこれを切断する  $R_1$  面も認められ，P- $R_1$  ファブリックを形成している。不定方位試料であるため，断層の運動センスについては議論できない。

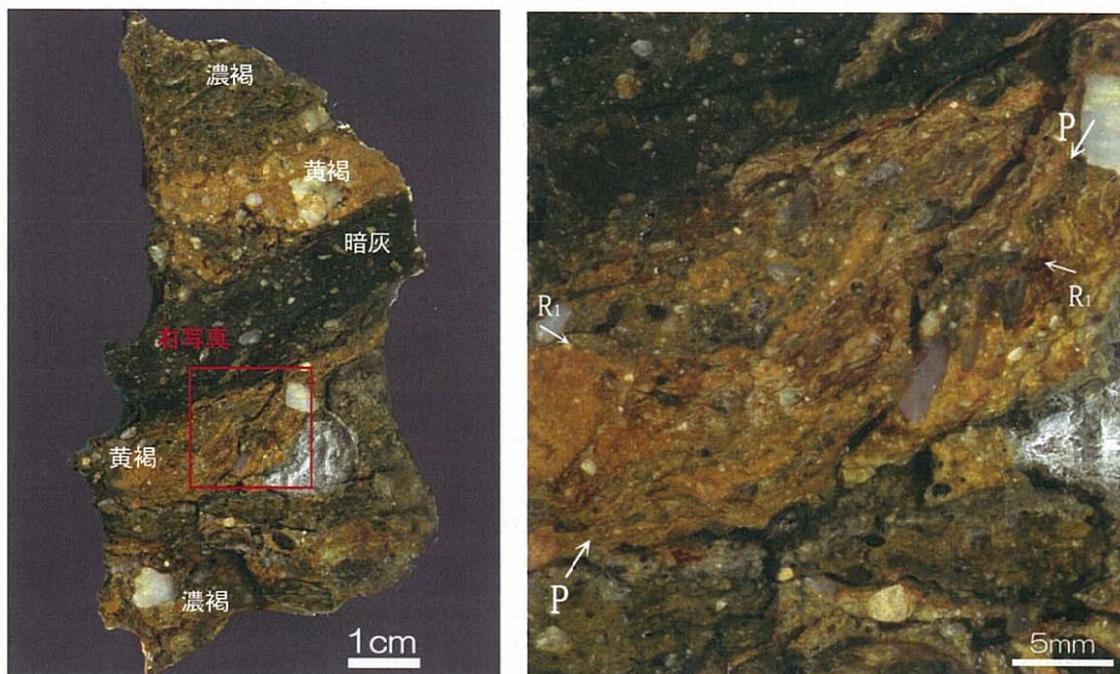


写真 5.4.12.2 断層ガウジの研磨面（左）とその拡大写真（右）

## ②泥質片岩

採取した破碎岩片は著しく風化・変質を受けており、片理は剥離性が著しい。研磨面では泥質片岩の片理を横切るように発達する複数の小断層がみられる（次図）。この断層の幅は 1mm 程度で、濃褐色の細粒分を介在している。この断層面以外の部分は粘土化が顕著でなく、風化に伴う片理面の褐色化は認められるが岩片は比較的新鮮である。また亀裂に沿う開口は存在しない。

偏光顕微鏡下における上記の小断層は、全体が 1mm 以下の岩片に破断し、それらは粘土マトリクス中に取り込まれている。岩片は断層面に沿って定向配列している。しかし岩片の片理の方向は一定しておらず、断層に沿って岩片が回転していることが示されている。



図 5.4.12.2 (1) 「川滝衝上」における破碎した泥質片岩の研磨片

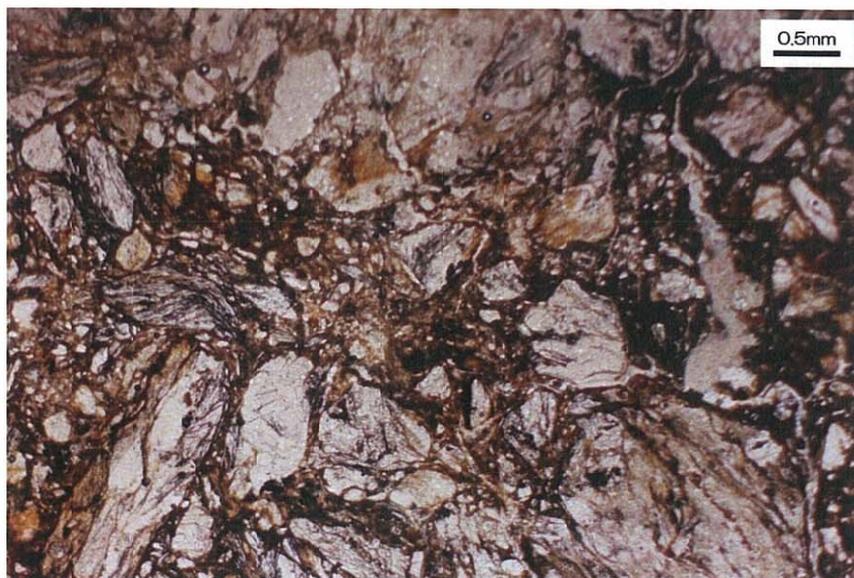


図 5.4.12.2 (2) 「川滝衝上」における破碎した泥質片岩の偏光顕微鏡写真 (オープンニコル)

### ②フェルサイト岩脈

フェルサイト岩脈中には、一定方向に配列する無数の小断層群が発達している (下図左)。またこの断層に斜交するように、微細な断層が R1 面として左雁行をなして配列している。なおこの試料は転石を採取したものであり、不定方位試料なので断層の運動方向については議論できない。

フェルサイトは淡褐色部と濃褐色部から構成されている。濃褐色部は上記の小断層群に沿うように発達していることから、これは断層 (亀裂) 内部を通過する地下水の影響を受け岩石の一部が酸化・褐色化したものと考えられる。薄片では小断層は極細粒の粘土から構成されていることがわかる (次図右)。

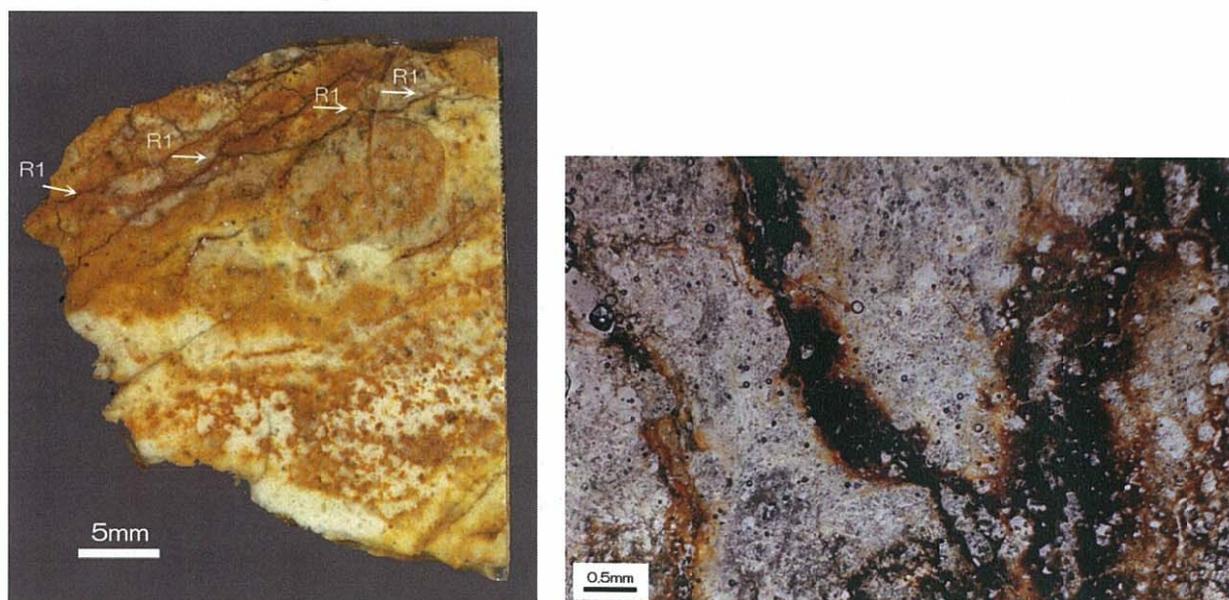


図 5.4.12.3 岩脈の研磨面 (左) とその偏光顕微鏡写真 (右: オープンニコル)

### (3) 断層の解釈

前述のとおり、川滝衝上は法皇山脈の重力変形に伴い、断層発達の過程で地表付近において形成した低角度断層である（加藤・千木良，2009）。フェルサイト岩脈中には、R1面により右ずれの変位センスを示唆する複合面構造が認められる。上述のとおり断層の運動方向についてはここでは議論ができないが、この断層は岩脈が貫入した中新世以後も活動している可能性が示される。

## 5.4.13 西条市丹原町湯谷口の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層露頭（地点 No.13）

## (1) 調査地の状況

西条市丹原町湯谷口の中山川兩岸の河床には、北側の和泉層群と南側の三波川結晶片岩が、岩脈を挟んで北傾斜の断層面で接している。岩脈は両輝石安山岩で、その K-Ar 年代は約 21Ma とされている（田崎ほか，1990）。永井（1973）はこの断層について、和泉層群が三波川結晶片岩上に衝上する衝上断層であると推定した。その理由として、愛媛県伊予市犬寄峠や西条市市ノ川では、北側の和泉層群が南側の三波川結晶片岩類とそれを不整合に覆う始新統久万層群の双方の上に衝上しており、湯谷口は両地点の間に存在することを挙げている。一方で岡田（1973a）によれば、当地点を含む西条市市ノ川以西の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層については断層面に貫入する岩脈にほとんど破碎が認められず、岩脈の貫入以後に主要な断層運動は行われていないと考えられている。しかし岸ほか（1996）は岩脈内部の変形様式を記載し、岩脈の貫入があった 21Ma 以後も中央構造線の活動があったことを示している。

本地域の中央構造線活断層系は、この露頭の数十 m 北方に存在する低断層崖に沿って ENE-WSW 方向に延びる川上断層とされている（岡田，1973b）。水野ほか（1993）に図示された川上断層の位置を次図に示す。衝上断層露頭の約 80m 下流（北東方）の中山川左岸には、南側の和泉層群断層破碎帯と北側の新期礫層が接する断層露頭が報告された（岡田・長谷川，1991）。この露頭は川上断層の推定トレース上に位置していることから、川上断層の露頭と考えられている（森野ほか，2002）。

本項では和泉層群と三波川結晶片岩類の境界をなす湯谷口の衝上断層露頭にみられる現象を対象に、検討を行う。また使用したサンプルは露頭から離れた山中または河床の転石を用いた。



図 5.4.13.1 調査地周辺図（水野ほか，1993，中央構造線活断層系ストリップマップに加筆）

Iz : 和泉層群, Dc : 土柱層, M1・M2 : 中位段丘堆積物, L1・L2 : 低位段丘堆積物, A : 沖積層



写真 5.4.13.1 湯谷口の断層露頭周辺の様子（南西方を望む）

Sb : 結晶片岩, An : 岩脈, Iz : 和泉層群

## (2) 断層露頭の産状

湯谷口の断層露頭では、北側の和泉層群と南側の三波川結晶片岩類が、厚さ 5~6m の岩脈を挟んで北傾斜の境界面で接している。岩脈の北側には主に黒色のガウジが幅 10m 以上にわたって分布し、その内部には褐色を呈する幅数 cm~10cm 以上の粘土脈を多量に混在している（写真 5.4.13.2）。岸ほか（1996）はこの脈がドロマイト、マグネサイトからなるカーボネイト脈であることを示している。同様のカーボネイト脈は四国中~西部の中央構造線に沿って一般的にみられるもので、貫入岩に伴う熱水変質によって生成された熱水脈とされている（田村ほか，2007）。熱水脈は黒色粘土中の微小な剪断面に並行または斜交して配列している。

岩脈の北側に分布する黒色の断層ガウジや熱水脈起源の褐色のガウジには、境界断層面に概ね並行に発達する組織的な剪断面が密に発達している。剪断面の走向・傾斜は N63~84° W, 72~74° S である。これらの断層ガウジは固結が進行しており、剪断面は密着している。

ガウジの剪断面に沿って、砂岩層が引きちぎられてレンズ状になったフラグメントが部分的に認められる。砂岩フラグメントの中にはσ組織の構造をみせるものがあり、右横ずれ変位を示す可能性がある（写真 5.4.13.4）。また褐色粘土は伸長して強い定向性を示し、P-foliation を形成している。この脈は多くの場合、R<sub>1</sub> 面により切られており（写真 5.4.13.5）、P-R<sub>1</sub> ファブリックから右横ずれ運動センスが推定される。



写真 5.4.13.2 和泉層群黒色粘土に混在する褐色粘土（熱水脈）  
Iz：和泉層群黒色粘土，B：褐色粘土，An：両輝石安山岩

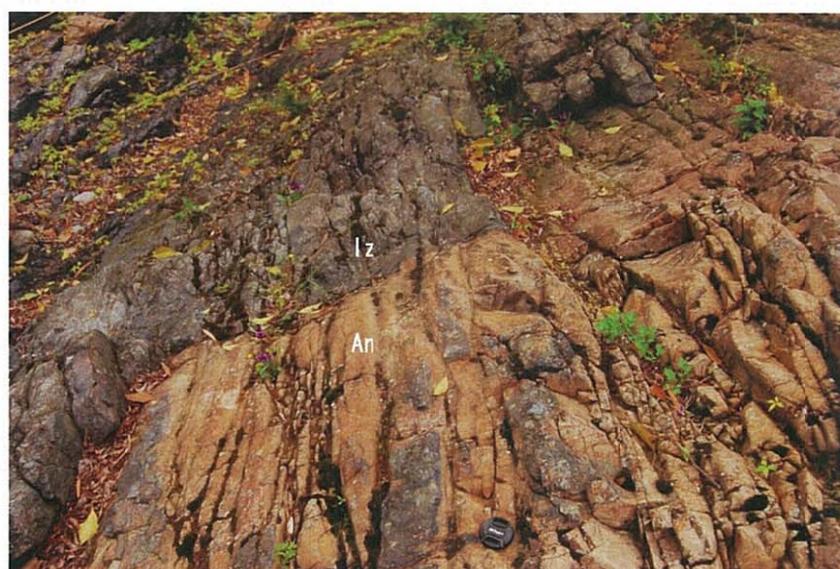


写真 5.4.13.3 和泉層群黒色粘土（Iz）と両輝石安山岩脈（An）の境界部

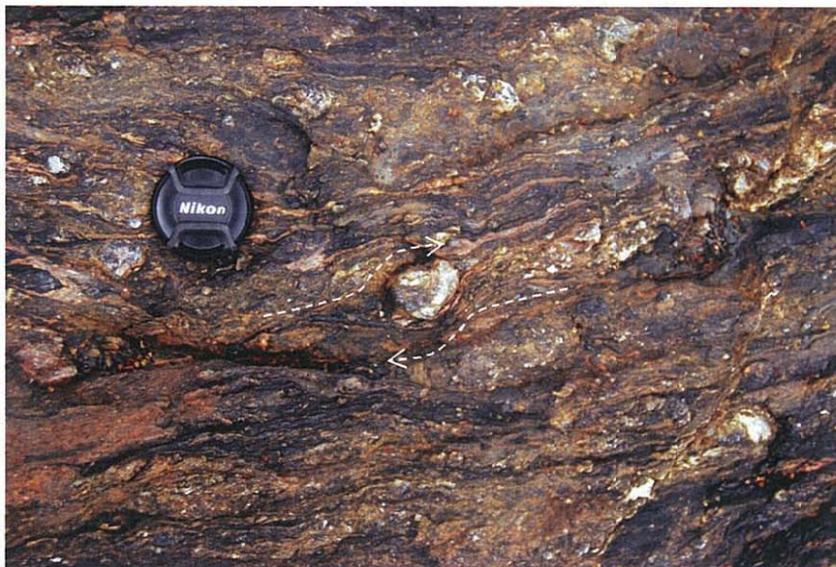
写真 5.4.13.4 黒色粘土中の砂岩フラグメントの $\sigma$ 組織 (右横ずれ)

写真 5.4.13.5 右横ずれ変位を示す可能性のある褐色粘土中の複合面構造

黒色粘土とその下位に位置する岩脈の境界面の走向・傾斜は  $N87\sim 90^{\circ} W$ ,  $32\sim 40^{\circ} N$  である。岩脈は淡褐色を呈し、上述の黒色粘土中に含まれる熱水脈よりやや淡い色調を呈している。その岩片は硬質であるが、岩体の内部には境界断層面に並行な節理が無数に走っている。岩脈の北縁付近では、黒色粘土が本岩脈をルーフペンダント状に覆っている部分がある。岩脈中に発達する節理は、それを覆う黒色粘土を切断する剪断面に連続していることから、岩脈の貫入後に両者が同時に変形を受けたことが示唆されている (写真 5.4.13.3)。

岩脈とその南側の三波川結晶片岩類の境界面 (断層面) の走向・傾斜は  $N58\sim 68^{\circ} E$ ,  $45\sim 71^{\circ} N$  である。三波川結晶片岩は主に砂質片岩からなり、その片理面の走向・傾斜は  $N64\sim 70^{\circ} W$ ,  $70\sim 79^{\circ} N$  で、断層面とは斜交している。断層面から約 2m の範囲では著しい破碎ゾーンが発達し、

この範囲の結晶片岩は岩片化（部分的に粘土化）している（写真 5.4.13.6, 写真 5.4.13.7）。またこの範囲の結晶片岩には、片理面の方向で特徴づけられる P foliation に斜交する R1 面が発達している。この P-R1 ファブリックから、左ずれ運動センスが推定される（写真 5.4.13.7）。破碎ゾーンよりも南側の結晶片岩に破碎は認められず、堅硬質な岩盤が分布している。



写真 5.4.13.6 岩脈と三波川結晶片岩類の境界  
(右岸側)



写真 5.4.13.7 三波川結晶片岩の破碎帯（左  
写真「破碎片岩」部の近接写真）

## (3) 断層ガウジの内部構造

図 5.4.13.2 に、黒色粘土と褐色粘土の境界を含むとみられる転石を用いた切断研磨試料を示す。

黒色粘土は、黒色の細粒物集合体と透明感のある灰白色～濃灰色の岩片から構成されている。偏光顕微鏡観察によれば、灰白色～濃灰色の岩片は全て再結晶化作用を受けた石英片で、これは三波川結晶片岩起源の物質である（図 5.4.13.3）。一方の褐色粘土は淡褐色の細粒物集合体と灰白色～濃灰色の岩片から構成され、この岩片も黒色粘土に含まれるものと同一で、三波川結晶片岩起源の物質である。

図 5.4.13.2 上では、石英細片の定向配列により特徴づけられる P foliation が認められ、それは R1 面により切断されている。このように、鉛直研磨面には P-R<sub>1</sub> ファブリックが認められる。一方で図 5.4.13.2 下では、鉛直研磨面上では R1 面および P-foliation として認められる構造が主断層面に並行に配列している様子がわかる。褐色粘土中のクラック（R1 面）には黒色粘土が挟在している様子が認められる。これは黒色粘土の注入によるものではなく、断層変位により褐色粘土内に黒色粘土が入り込んだものと考えられる。

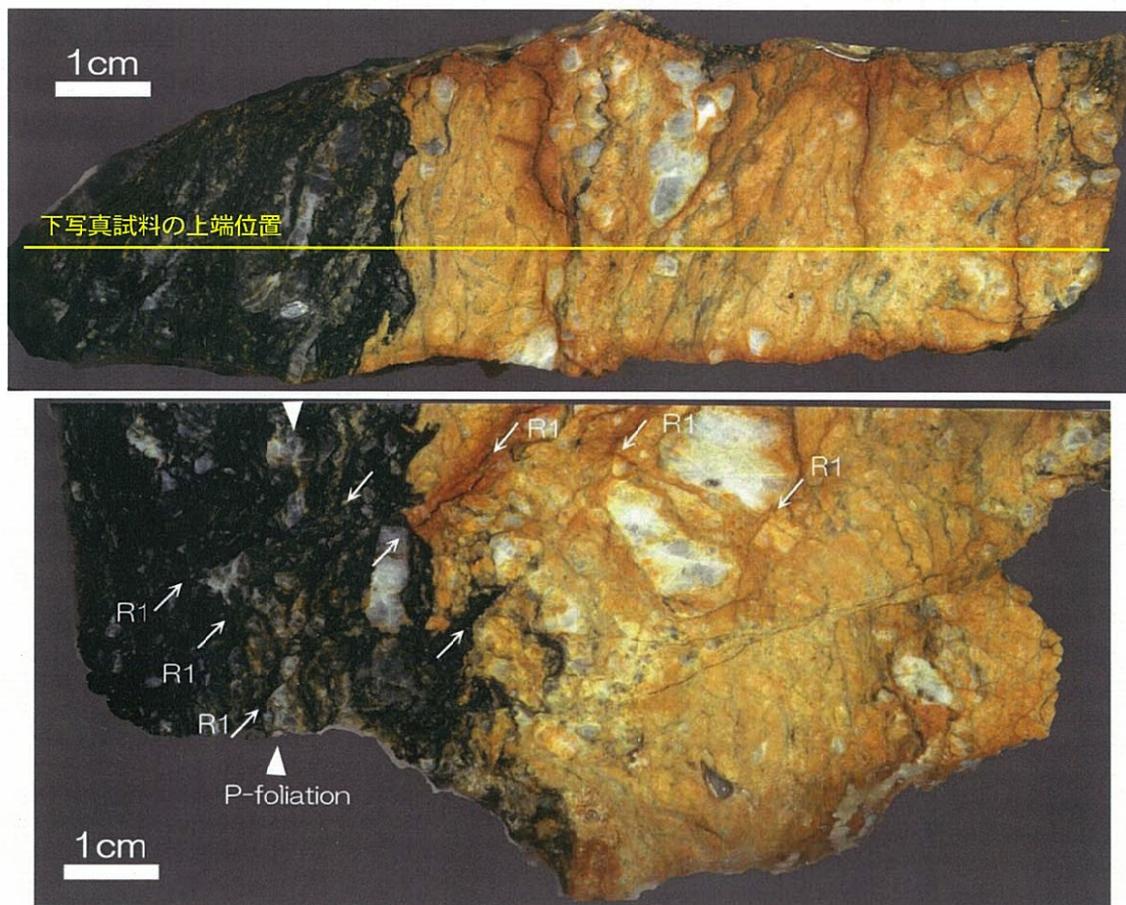


図 5.4.13.2 湯谷口における黒色粘土・熱水脈境界（転石）の研磨面上写真，下写真は同一サンプルで、それぞれ直交して切断した。

転石試料は付近の山中から採取した。

次図は黒色粘土/褐色粘土境界付近の偏光顕微鏡写真である。褐色粘土側では黒色細粒物が流動する微細な脈状の構造がみられ、その中を微細な岩片・鉱物片が配列し、面構造を形成している。一方の黒色粘土は泥質片岩、石英脈、伸長する微細石英集合体（珪質片岩）の集合体からなり、特徴的な破碎構造は認められない。なお、薄片スケールでは剪断センスを推定できる非対称構造は認められない。

黒色粘土及び褐色粘土の内部には数多くの岩片が混入しているが、それらは三波川結晶片岩起源の物質であり、和泉層群起源の物質（砂岩・泥岩）は確認できない。両粘土は主に三波川結晶片岩起源の破碎物で形成されている。

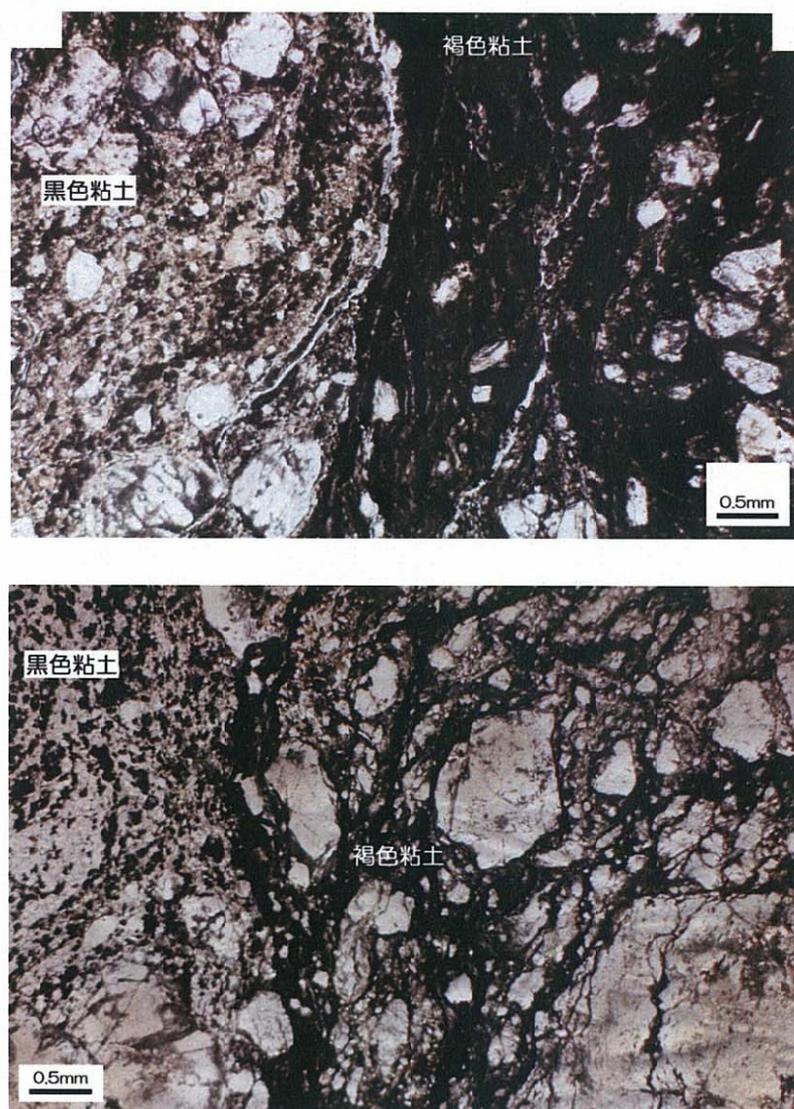


図 5.4.13.3 黒色粘土・熱水脈境界の偏光顕微鏡写真（ともにオープンニコル）  
試料の方位は不明である。

次図は、三波川結晶片岩類の破碎部の岩片（山中の転石を採取）の研磨試料・薄片の写真を示したものである。この岩石は砂質片岩で、岩石中には無数の亀裂や褶曲などの変形が発達し、片理の方向は一定していない。試料からは少なくとも3方向に発達する亀裂系が確認される。図5.4.13.4下の偏光顕微鏡写真では、写真中で左右方向に延びる亀裂系が最も卓越しており、それは主断層面と並行な亀裂系と考えられる。さらにこの亀裂に対しそれぞれ左上方から合流する亀裂系と、反対から延びこれを切断する亀裂系がみられる。亀裂は概ね密着し、固結している。剪断センスを示唆する微小構造は本試料からは確認されない。

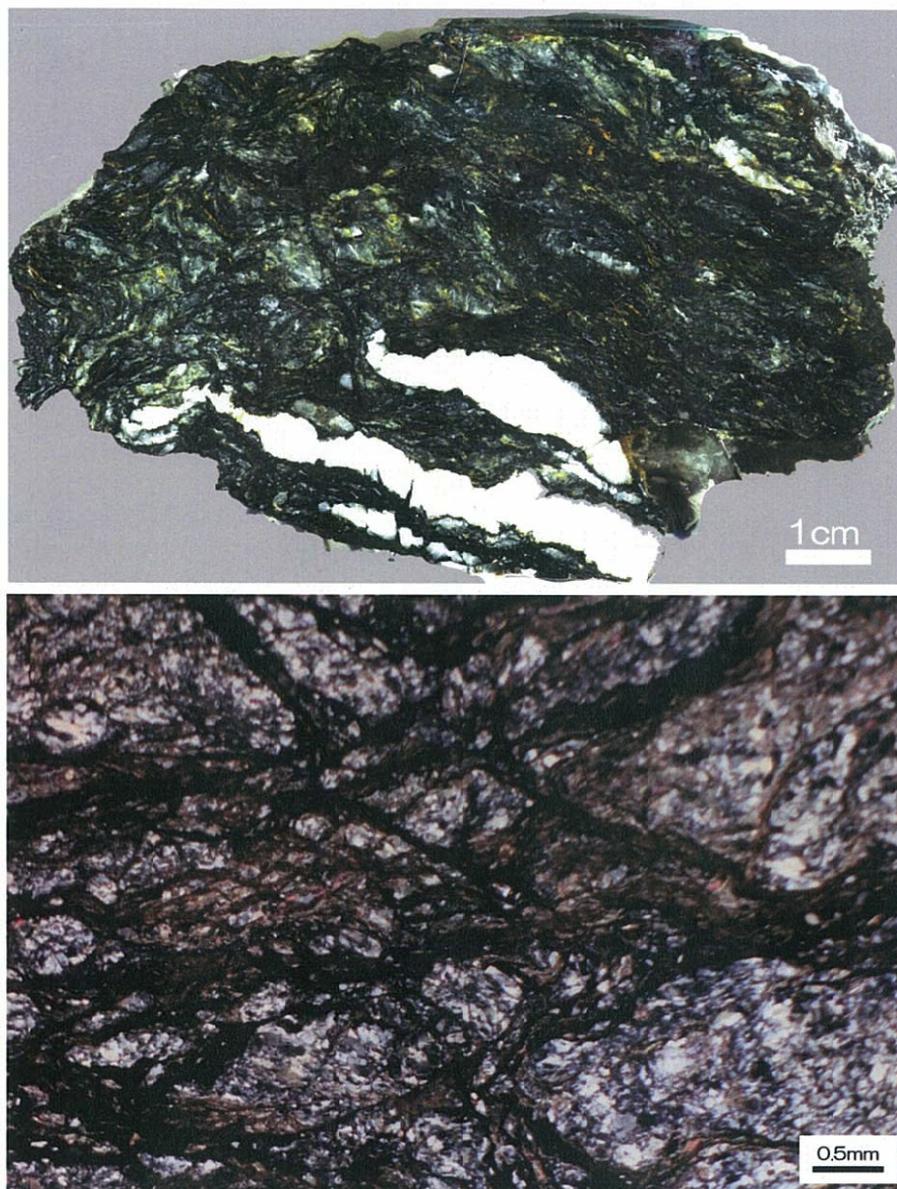


図 5.4.13.4 湯谷口の片岩破碎帯の研磨片（上）と偏光顕微鏡写真（下：クロスニコル）  
転石のため方位不明、左写真は視認性向上のため色調補正している。

#### (4) 断層の解釈

上述のとおり，本露頭では各種の複合面構造が認められた。なお転石による調査が主体となり，変位センスの同定はできていない。

岩脈の北側に分布する黒色粘土・褐色粘土には，露頭上で径数 cm 程度の砂岩の岩片の混入が認められるものの，顕微鏡スケールではその大部分が結晶片岩であることが判明した。これらは和泉層群由来の物質と三波川結晶片岩由来の物質が混合して形成された断層ガウジであると考えられる。

黒色粘土は和泉層群の砂岩を取り囲み，変形させている。このため黒色粘土の起源の主たる部分は和泉層群の泥岩と考えている。しかしその内部には結晶片岩起源の岩片が混在しており，断層破碎の過程で和泉層群と三波川結晶片岩類の混在化が生じていることが示された。

## 5.4.14 砥部町岩谷口の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層露頭（砥部衝上）（地点 No.14）

## (1) 調査地の状況

ここは松山市に南接する砥部町南部に位置する。四国山地北麓を北流してきた砥部川の谷口に近く、その下流側の河床（図 5.4.14.1）に大規模な断層露頭が露出している（写真 5.4.14.1）。ここは北側の和泉層群と南側の始新統久万層群明神層が北傾斜の境界面で接しており、小林（1950）により MTL 砥部時階の模式地とされた。

当露頭は岡田（1973b）における中央構造線活断層系の一覧には取り上げられておらず、また水野ほか（1993）の中央構造線活断層系ストリップマップでは当露頭の位置は図示の範囲外になって記載されていない。このように、当該露頭における和泉層群/三波川結晶片岩類の境界としての中央構造線は活断層とは考えられていない。本地域の中央構造線活断層系は、この地点よりも約 7km 北方を東西に走る伊予断層などとされている（例えば、岡田，1973b）。

## (2) 断層露頭の産状

当露頭では北側の和泉層群と南側の明神層が  $N54^{\circ} E, 40^{\circ} N$  の境界面で接している。断層面に沿って厚さ 50cm の優白色岩が挟まれている。堀越（1964）はこの岩石について、結晶片岩、砂岩、花崗岩質岩石を原岩とし、輝石安山岩質のマグマがこれらの岩石を捕獲し、圧碎しながら貫入して生成されたフィロナイト様岩石（新版地学辞典によれば、「粗粒の高度変成岩あるいは火成岩が低温条件下で変形を受け、フィライト（千枚岩）状の変状岩となったもの」と掲載されている）と解釈した。しかし高木ほか（1992）による研究の結果、鉱物の自形性が悪く、二次鉱物としての炭酸塩鉱物（多量のドロマイトと少量のマグネサイト）を多く含むなど、本岩が元々火成岩である証拠となる組織が全く認められないことから、これは火山岩の岩脈ではなく、熱水変質によりドロマイト化を受けた泥質片岩、緑色片岩と結論付けた。このドロマイト質片岩基底部のガウジの K-Ar 年代は 14.7Ma とされ、愛媛県内の他の中央構造線沿いの地域にみられる貫入岩の年代であるおよそ 15Ma（田崎ほか，1990）と調和することから、上記のドロマイト化を生じさせる熱水変質は、地下の断層面への安山岩の貫入に伴って生じたと解釈された。



図 5.4.14.1 調査地周辺図(国土地理院 2 万 5 千分の 1 地形図「砥部」に加筆)

写真 5.4.14.1 砥部衝上の全景（西方を望む）  
Sb：優白色結晶片岩、Iz：和泉層群、Mj：明神層

砥部衝上に接する和泉層群は、断層面から10m以上の範囲にわたって著しく破碎し、その広い範囲で黒色粘土化している（写真 5.4.14.2）。この破碎粘土は固結している。その中には部分的に、一部で破断しレンズ状化した砂岩層が混在しており、そこから層理面方向を推定できる。黒色粘土には組織的な小断層またはクラックが無数に走っており、それは砂岩レンズの延びの方向とは斜交している（写真 5.4.14.3）。



写真 5.4.14.2 河床に広がる黒色固結粘土

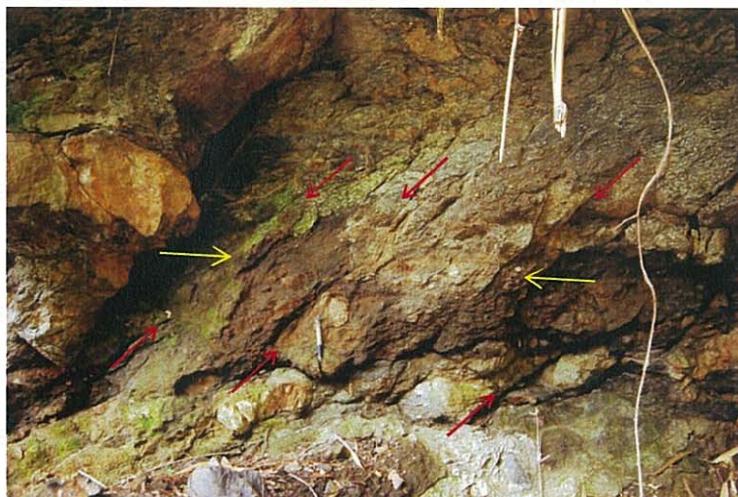


写真 5.4.14.3 砥部衝上北側の和泉層群（黄矢印：層理の方向，赤矢印：斜交するクラック）

## (3) 断層ガウジの内部構造

図 5.4.14.2 は黒色粘土と思われる転石の切断面研磨試料である。試料は露頭から離れた河床で採取した転石を使用したものである。暗褐色を示す破碎岩には面構造が発達している。面構造は2系統のものが主に認められ、一つは黒色粘土が充填している断層面 (Y 面)、もう一つは赤褐色の粘土が充填している面 (R<sub>1</sub> 面) である。また、破碎岩中には強い定向性を示す白色細粒物集合体があり、その伸長方向によって規定される P-foliation が認められる。これらから P-R<sub>1</sub> ファブリックが認められるが、定方位サンプルではないため、変位センスは決定できない。

上記で Y 面とした断層面に介在する黒色粘土は、断層の壁面に発生したクラックの間隙に注入している様子が認められる。このことより、粘土がかつて流動的な条件下に置かれていたことが示唆される。



図 5.4.14.2 砥部衝上北側の黒色粘土の研磨サンプル (転石により不定方位)

## (4) 断層の解釈

今回作成した研磨サンプルはから非対称構造が確認されたが、不定方位試料のため、変位センスは決定できない。いずれにせよ、本露頭は前述の湯谷口の事例と同様に、非対称構造が確認された数少ない記載例である。両露頭では、断層面に沿って出現する粘土が強く固結している点で他所とは異なる特徴がある。

### 5.5 中央構造線以外の地域の断層・すべり面粘土

本節では、中央構造線以外の地域における断層・地すべり粘土を記載し、中央構造線地域のものとの比較材料とする。

#### 5.5.1 結晶片岩の地すべり粘土（その1：田井地区）（地点 a）

高知県土佐郡土佐町田井地区にある地すべり（図 5.5.1.1）で、すべり面粘土を採取した。

ここは一級河川吉野川支流の地蔵寺川に注ぐ支川の源頭部に位置している。この川の源頭部付近には山腹斜面と比較してなだらかな緩斜面が広がっており、その緩斜面を取り囲むように馬蹄形の崖地形が認められ、地すべり地形であることが判読される。地すべり地形の長さは約 150m、幅は約 80m である。

本地域の地質は結晶片岩（三波川変成コンプレックス川又ユニット）で構成される。片理は南南東に  $40\sim 70^\circ$  で傾斜し、斜面に対して受け盤構造をなしている。斜面下部の谷口付近には黒色片岩および珪質片岩が分布し、地すべり地形のある標高 480m 付近より上部には石灰質片岩が分布している。

図 5.5.1.1 に示す地すべり地形の尖端部において、谷地形の溪床に露出するすべり面が確認された。粘土の厚さは約 10cm 程度で、下位の泥質片岩の岩盤と上位の強風化破碎角礫層に挟まれている。すべり面の方向は、概ね片理面に沿っている。すべり面粘土は緑白色を呈し、含水が高く軟弱である。その内部には長径 1mm~1cm 程度の苦鉄質片岩の岩片を多量に含んでいる。岩片は細長く、角はやや取れ垂角礫状を呈する。周辺地山に苦鉄質片岩の露頭が確認されないことから、地すべりを構成する苦鉄質片岩は尾根頂部付近に存在したものが滑動してきたものと推定される。

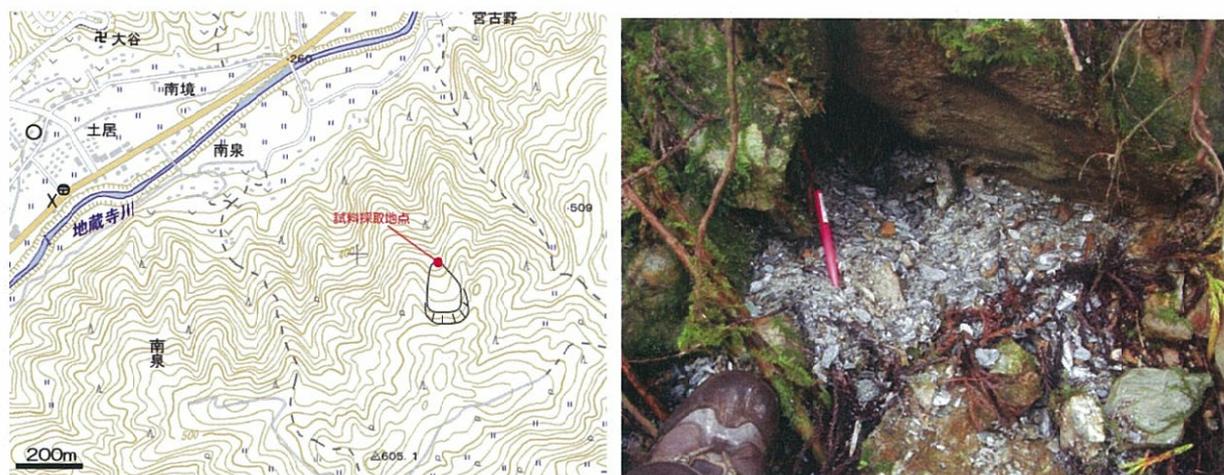


図 5.5.1.1 左：調査地周辺の地形図と地すべり範囲，右：すべり面粘土の露頭状況  
地形図は国土地理院 2.5 万分の 1 地形図「田井」に加筆使用した。

図 5.5.1.2 にすべり面粘土の研磨面を示す。本試料は、岩石の細片を多量に含む粘土からなる部分（A 領域）と、苦鉄質片岩の岩片で構成される部分（B 領域）とに区分される。

A 領域では緑白色の粘土中に、苦鉄質片岩の細片が多量に含まれている。岩石細片の長径は 5mm 以下のものが多い。その長軸方向は、B 領域との境界面に並行に延びる部分と、それに対して直角方向に延びる部分があり、一定しない。これは粘土が著しく揉まれていることを示唆している。

B 領域は径 1~4cm の苦鉄質片岩の岩片の集合部である。この領域は図 5.5.1.2 では大きく分けて 3 つの岩片から構成される。各岩片の片理の発達方向は、A 領域と B 領域の境界面の方向に一致している。3 つの岩片は互いに断層関係にあり写真 5.5.1.2 では上下方向に変位しているが、片理は連続しているように見えることから、元は同一の岩石が破断し変位したものと考えられる。岩片の境界面には A 領域を構成する緑白色粘土が貫入し、その中の岩石細片の長軸は貫入方向に配列している。

粘土中に変位センスを示す非対称構造などは認められない。

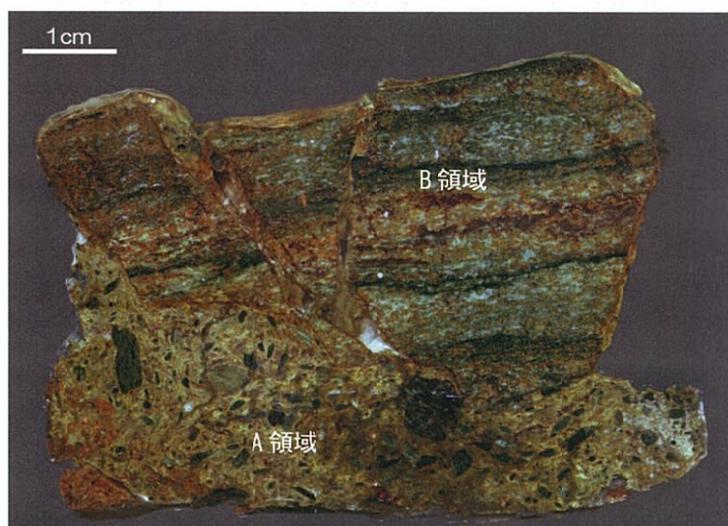


図 5.5.1.2 すべり面粘土の研磨面（不定方位，上下不明）

## 5.5.2 結晶片岩の地すべり粘土（その2：葛地区）（地点b）

高知県吾川郡いの町枝川・葛地区にある地すべり（図 5.5.2.1）で、すべり面粘土を採取した。

ここは一級河川支流に注ぐ支谷の内部に位置している。この支谷の源頭部には馬蹄形をなす急斜面が存在する一方で、中腹には周囲よりもなだらかな斜面が広がっており、明瞭な地すべり地形を形成している。その内部はいくつかの小ブロックに区分できるものと考えられ、今回の調査対象となった露頭は長さ約 500m、幅約 80m の狭長な小ブロックの末端部に位置する。

本地域の地質は結晶片岩（三波川変成コンプレックス思地ユニット）で構成される。当該斜面には主に泥質片岩が分布し、部分的に珪質片岩がみられる。その片理の走向は  $N70^{\circ} E \sim 80^{\circ} W$ 、傾斜は  $45 \sim 60^{\circ} N$  で、片理は斜面に対して流れ盤構造をなしている。

調査地点では北北東へ流下する谷を横断する方向に、水平に延びる断層露頭が存在しており、そこから流動化した黒色の粘土が谷下方へ搾り出されるように“流出”している（写真 5.5.2.1）。露頭で確認される断層粘土の厚さは数十 cm である。地表へ流出した粘土は斜面上を緩慢に流下している。これは先に流出した粘土が凹凸のある地表面をならし、平滑になった面を背後から続いて押し寄せてくる粘土が流下する機構を持つ。地すべりはこの流動化した粘土をすべり面としているものと考えられる。

近接地域の断層露頭においてこのような軟弱な粘土が報告された例はみられず、その形成機構に関して詳細は不明である。一つの仮説として、もともと存在していた断層粘土をすべり面とする地すべりが形成し、その地すべりの変動によって断層粘土（すべり面）は繰り返し揉まれ、さらに谷あいの豊富な地下水と混合することにより断層粘土が軟弱化した。そして、地すべり変動に伴い断層面（すべり面）に沿って地上へ搾り出されたものと推定される。いずれにせよ、黒色粘土は地すべりによる変形を大きく受けているものと考えられる。

そのような流下部の粘土をサンプルとして採取した。この粘土は暗灰色～黒色を呈し、岩片を多量に混在している。岩片は径 1cm 以下のものが多く、それは角礫状を示す。

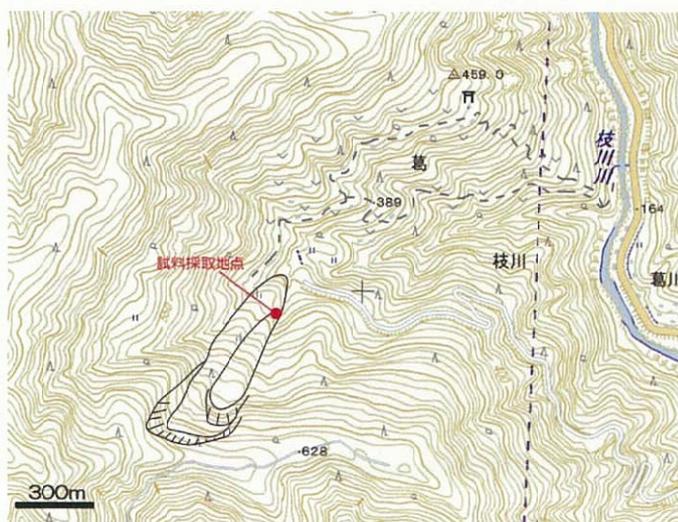


図 5.5.2.1 調査地周辺の地形図（国土地理院 2.5 万分の 1 地形図「日比原」に加筆）



写真 5.5.2.1 上：葛地すべりのすべり面の露頭，下：黒色粘土の流下状況  
(2枚とも横山俊治氏提供)

図 5.5.2.2 にすべり面粘土の研磨面を示す。これは黒色の細粒分と暗灰色の砂，そして暗灰色～灰白色の岩片から構成される。その内部に成層や縞状構造は認められず，全体に不均質に乱れている。色調は砂分の豊富なところでは全体に淡くなっている。混入する岩片は泥質片岩が多いが，わずかに苦鉄質片岩もみられる。岩片の定向配列や変位センスを示す非対称構造などは認められず，全体に無構造である。



図 5.5.2.2 すべり面粘土の研磨面（不定方位，上下不明）

## 5.5.3 層状堆積岩の断層粘土（平鍋地区）（地点 c）

高知県安芸郡北川村平底地区（図 5.5.2.1）の崩壊面に出現した断層粘土を採取した。この崩壊は、2011年7月19日、台風6号に伴う豪雨で、奈半利川の支流の3か所で発生した深層崩壊のひとつである（笹原ほか，2012）。

ここは二級河川奈半利川に注ぐ支流の右岸に位置する。ここは凸型尾根の頂部に位置し、その一部が崩壊した。崩壊の滑落崖から末端までの比高は167mである（横山ほか，2012）。

基岩の地質は四万十累帯南帯の奈半利川層の砂岩、泥岩である。層理面はやや山差し緩傾斜である。崩壊は上下2つの移動体から構成され、下位の移動体に対応する滑落崖の上端付近に、崩壊地形を横切る断層が存在している（横山ほか，2012）。断層は砂岩の層理面よりもみかけ低角度で発達しており、層理面とは斜交している。遠望で確認できる断層ガウジの厚さは1~2m程度である。



図 5.5.3.1 調査地周辺の地形図（国土地理院 2.5 万分の 1 地形図「馬路」に加筆）



写真 5.5.3.1 平鍋深層崩壊の遠景（左）と崩壊地内の断層（右）  
（写真は2枚とも横山俊治氏撮影）

本検討では、崩壊地内の移動体堆積域において、断層ガウジ起源と考えられる粘土片の転石を採取し、観察試料とした。断層ガウジは泥岩起源と考えられる黒色粘土を主体としており、内部には優白色の筋がみられ縞模様をなしている。

図 5.5.3.2 に断層ガウジの研磨面を示す。ガウジは黒色基質と、灰色のシルト部、優白色の脈の3つの部分から構成され、これらが縞状模様をなしている。

黒色基質は泥岩起源の粘土からなる。これは深い黒色をなし、部分的に灰色シルトが混入して黒灰色をなしている。シルト部は細粒粉碎物の集合体で、砂岩が粉碎されたものと推定される。優白色脈はその色調から熱水脈と考えられる。なお、本断層ガウジには砂以上の粒径の混入物は認められない。

図 5.5.3.2 によれば、ガウジは全体に不規則に褶曲している。また灰色シルトおよび優白色脈の伸長方向で特徴づけられる P foliation とそれを切断する R<sub>1</sub> 剪断面が確認される。R<sub>1</sub> 面は左ずれ変位を示しており、本試料の供給源となる断層は左ずれの剪断センスを有するものと推定される。



図 5.5.3.2 断層ガウジの研磨面（左）とその解釈図（右）

不定方位試料，上下不明。小破線は色調境界を示す。

5.6 考察

5.6.1 粘土の状態のとりまとめ

以上のとおり、徳島県内 12 地点、愛媛県内 4 地点における中央構造線沿いの断層等露頭の諸性質について記載を行った。表 5.6.1.1 に、本研究での記載事項に基づく断層等露頭の概要を一覧する。これらの結果に基づき、中央構造線沿いに出現する断層等露頭の諸性質について考察する。

表 5.6.1.1 四国地方の中央構造線沿いに出現する断層等露頭の性質に関する総括表

地点 No.	地点名	関係する活断層※1	接する地層		傾斜 (°)	固結状態	ガウジの幅	混入岩片		粘土の貫入組織	備考
			北側	南側				和泉層群	結晶片岩		
1	芝生谷川	父尾断層*	和泉層群	和泉層群	28	未固結	1-2m	○	○	○	父尾断層の北側分岐断層か？
2	小星大師池	父尾断層*	和泉層群	土柱層	55	半固結	30cm	○	-	-	境界断層。
			和泉層群	和泉層群	32	未固結	1m	○	○	○	境界断層の10m北方で出現。繻状粘土。
3	嫁坂谷	三野断層*	和泉層群	和泉層群	49	未固結	1m	○	○	×	
4	荒川衝上	三野断層*	和泉層群	土柱層	25-30	未固結	30cm	○	-	-	
5	芝生衝上	三野断層*	和泉層群	土柱層	28-36	未固結	30-50cm	○	○	○	白色脈を含む岩塊混入。境界断層。
6	芝生	三野断層*	和泉層群	和泉層群	48	未固結	数m以上	○	○	○	結晶片岩のレンズを混入する。
7	芝生北露頭	三野断層*	和泉層群	和泉層群	26-30	未固結	3cm	○	△	○	白色粘土は非熱水起源。
8	太刀野堂ノ谷	三野断層*	和泉層群	和泉層群	53	未固結	15cm	○	×	○	
9	太刀野西部	池田断層	和泉層群	不明	-	未固結	?	×	○	○	タルクを含有し、他地域とは性質が異なる。
10	州津	池田断層	和泉層群	段丘礫層	68	未固結	2-3m	○	○	○	
11	川滝東方	池田断層*	三波川	三波川	84	未固結	50cm	×	○	×	
12	川滝衝上	池田断層*	和泉層群	三波川	40	半固結	15cm	×	○	-	
13	湯谷口	川上断層*	和泉層群	三波川	72-74	固結	10m以上	×	○	×	
14	砥部衝上	伊予断層*	和泉層群	久万層群	40	固結	10m以上	×	○	×	結晶片岩起源の脈を介在する。
a	白地衝上	池田断層*	和泉層群	土柱層	25	未固結	40cm以上	○	○	○	
b	井ノ久保(落倉谷)	-	和泉層群	和泉層群(地すべり)	-	未固結	数cm以下	○	×	○	すべり面

○: はっきりと確認される, △: 存在可能性あり, ×: 確認されない, -: 未調査

※1 「関係する活断層」欄は、岡田(1973b)等で示された中央構造線活断層系のうち、近接するものを示す。

\*印は採取地が断層トレースの直上に存在しないものを示す。

※2 三波川結晶片岩は和泉層群粘土中にレンズ状に混在している。

## (1) 非対称微小構造

本研究で対象とした露頭および標本のうち非対称微小構造が見出されたのは、地点 No.2 (小星大師池の縞状粘土)、No.12 (川滝衝上)、No.13 (湯谷口)、No.14 (砥部衝上) の4箇所であった。

本検討において、和泉層群と三波川結晶片岩類の境界をなす狭義の中央構造線を対象としたのは地点 No.12, No.13, No.14 の3箇所、この3地点の全てで非対称微小構造が確認されたことになる。一方で、和泉層群の内部を切断する断層としては地点 No.2 の1箇所のみで非対称微小構造(複合面構造)が認められ、和泉層群と新期堆積物(土柱層、段丘堆積物)が接する断層では非対称微小構造は一切認められなかった。



図 5.6.1.1 断層ガウジにみられる複合面構造の例(砥部衝上)

## (2) 断層粘土中の結晶片岩片の混入

徳島県域では、讃岐山脈南麓の三波川結晶片岩類は広い範囲で土柱層をはじめとする新期堆積物に覆われている。かつて、1960~1990年代の既往文献には和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層が報告されたが、これらはすべて消失しており、現在は和泉層群と三波川結晶片岩類の境界断層を徳島県域で直接確認できる露頭は存在しない。地点 No.1~3,5~7,9,10,a の9箇所は、地表に三波川結晶片岩類が露出していないにもかかわらず、断層ガウジ内部の結晶片岩起源物質の混在が確認された。これらの物質は機械的に破壊され角礫状をなし、形態的に礫層由来のものとは異なることから、断層面に接触あるいは近接して分布する新期堆積物(土柱層、段丘礫層等)からの混入物ではない。このことから、上記9箇所は和泉層群/三波川結晶片岩類の地質境界をなす中央構造線と地下で連続しており、断層面に沿う鉛直運動成分により地下の断層粘土が地表にもたらされたものと考えられる。断層ガウジの内部への結晶片岩起源物質の混入は、徳島県域における中央構造線本体断層の抽出の良い指標になるものと考えられる。

地点 No.8 (太刀野堂の谷) の露頭は、明瞭なりニアメントが認められ、複数の既往文献において

も中央構造線活断層系から分岐する断層が通過するとされた位置で確認されたものであるが、そこでの断層ガウジには三波川結晶片岩を起源とする物質の混入は確認されなかった。断層ガウジの幅が15cm程度と広くないこと、断層露頭の連続性がないこと（断層露頭の出現は堂の谷沿いの一部に限られ、例えば孫十郎谷中流の全面露頭をなす断崖には明瞭な断層露頭が存在しない）などから、この断層は極めて小規模かつローカルなものと考えられ、中央構造線本体と連続したものであるかどうかについては疑わしい。

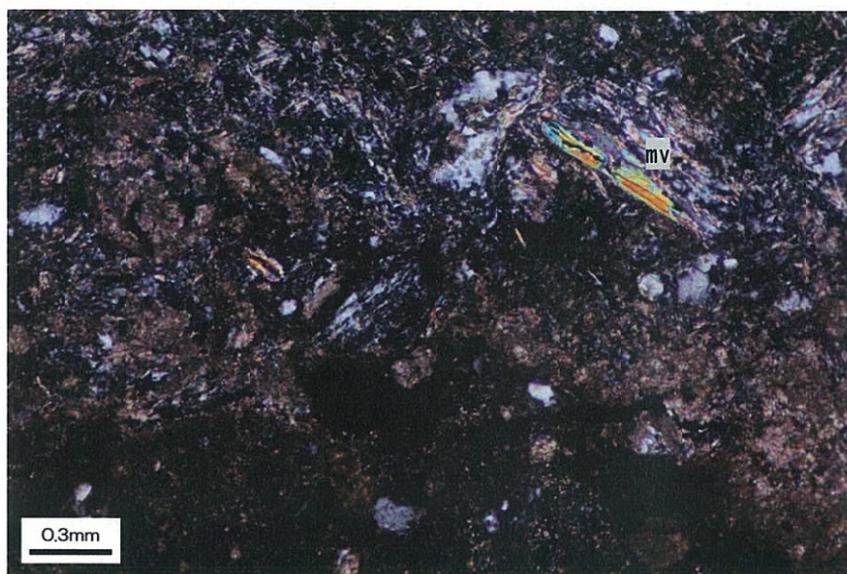


図 5.6.1.2 芝生衝上の断層ガウジ中に混入する結晶片岩の岩片と白雲母片 (mv)  
(クロスニコル)

### (3) 粘土の貫入組織

徳島県内の多くの露頭では、主断層面を構成する粘土が隣接する領域のクラックや空隙に貫入している組織が認められる。このような組織は、和泉層群と新期の堆積物（土柱層、段丘礫層）が接する断層や、地すべりのすべり面でやや著しい。一方で、和泉層群と三波川結晶片岩類が接する露頭や、三波川結晶片岩内部の断層ガウジには認められなかった。

この構造は、水分に飽和し流動化した粘土がクラックや空隙に侵入した構造のように見える。このことから、これは水分の多い地表付近において発生した現象と考えられる。

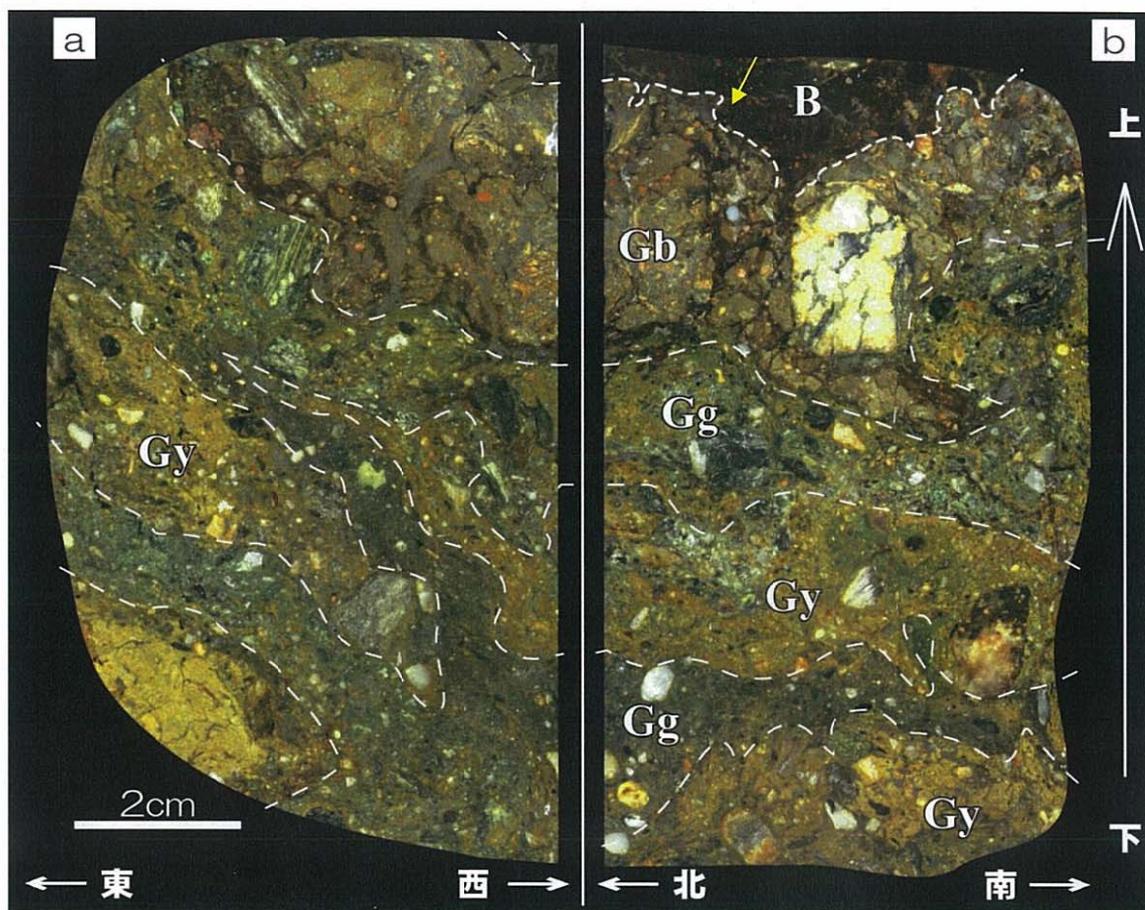


図 5.6.1.3 白地衝上の断層ガウジ研磨面にみられる粘土の貫入構造 (矢印)  
(Kato and Yokoyama, 2014 を再構成して作図)

(4) 試料観察からわかること

芝生衝上や白地衝上などの中央構造線の衝上断層における断層ガウジと、地すべりのすべり面粘土には次のような共通事項がみられる。

- ① 多くの場合は非対称微小構造が認められない。
- ② 粘土が周囲の空隙中に貫入する組織がある。

この2つの事項は、直接的に和泉層群と三波川結晶片岩類が接する露頭から得られたサンプルでは確認できない。

このことから、断層岩類の形成環境の違いについて次のことが推定できる。直接的に和泉層群と三波川結晶片岩類が接する露頭の断層岩は、地下深部の高封圧条件（次図のタイプ A）で変形を受けた断層岩類が、その履歴を保持した状態で地表に露出したものである。これに対して低角度断層やすべり面は、テクトニック/ノンテクトニックという起源の違いに関係なく、共に地表付近という低圧・高含水かつ地形効果の大きい場で剪断変形を受けたものであるため、類似した変形構造が形成されているものと考えられる。このように粘土が最新の変形を受けた環境の違いにより、非対称

微小構造や貫入組織の現れ方に変化が生じる。これらをまとめると次のとおりである。

#### 断層岩類の変形環境に基づくタイプ分け

タイプ A：地下深部の高封圧条件下で最新の変形を受けた断層岩類

⇒ 非対称微小構造を示す。粘土の貫入組織を持たない。

タイプ B：地表付近の低封圧・高含水条件下で最新の変形を受けた断層岩類

⇒ 非対称微小構造を示さない。粘土の貫入組織を持つ。

低角度断層とすべり面はいずれも地表からおよそ 100m 以浅で発生するものであり、深度条件や地下水条件がほとんど同一であるので、露頭スケール、標本スケール、顕微鏡スケールでは、識別可能な差異が生じないものと考えられる。

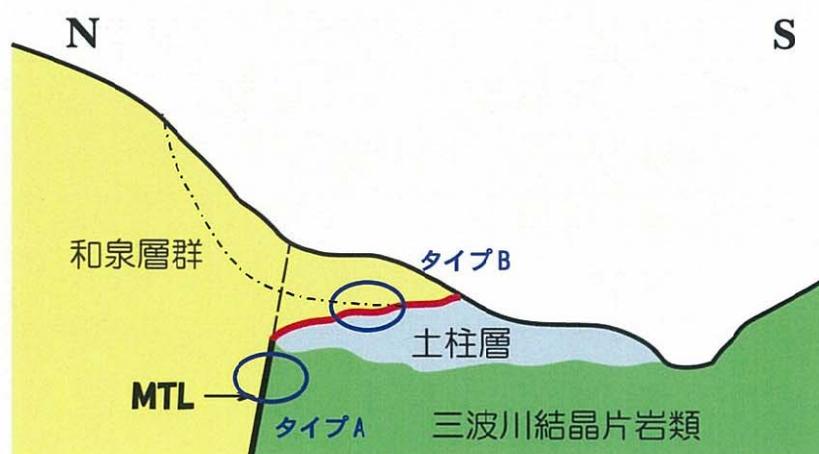


図 5.6.1.4 断層岩類の形成環境の違い

## 5.7 本章のまとめ

四国地方における中央構造線の断層ガウジ，および四国各地における地すべりのすべり面粘土の微小構造の観察から，次のことが明らかになった。

- (1) 断層岩類に関して，最終変形履歴の違いにより，地下深部の高圧条件下での変形構造を残すもの（タイプA）と，地表付近の低圧・高含水条件下での変形構造を残すもの（タイプB）に区分が可能である。
- (2) 中央構造線の衝上断層（低角度断層），および中央構造線沿いに発達する地すべりのすべり面に共通して，非対称微小構造は認められない。その一方で，粘土分が隣接区域の亀裂や空隙に貫入する特徴的な組織が，双方にみられる。
- (3) 中央構造線の低角度地質境界断層と，中央構造線沿いの地すべりのすべり面を識別する指標は，露頭スケール，標本スケール，顕微鏡スケールでは発見できない。
- (4) 徳島地域の中央構造線沿いの断層露頭において，断層ガウジの内部に三波川結晶片岩起源物質が認められる場合は，その断層が地下深部の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層に連続していることが想定される。すなわち，断層ガウジへの三波川結晶片岩起源物質の混入は，その断層が中央構造線と連続していることを示唆する。

## 第5章の引用文献

- 後藤秀昭・中田 高・岡田篤正・堤 浩之・丹波俊二・小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活断層図「池田」. 国土地理院技術資料, 日本地図センター.
- 原 郁夫・山田哲雄・横山俊治・有田正志・平賀裕三 (1977) : 領家南縁剪断帯の研究-中央構造線発生時の運動像. 地球科学, Vol.31, pp.204-217.
- 原 郁夫・横山俊治 (1974) : 中央構造線の発生にともなう領家花崗岩の変形, 島弧基盤, No.1, pp.9-14.
- 長谷川修一 (1992b) : 中央構造線の断層破碎帯と岩盤すべりによる破碎帯—四国北東部における特徴—, 土質工学会破碎帯の工学的性質に関する研究委員会, pp.9-16.
- 長谷川修一 (1992c) : 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤地すべりと第四期断層運動, 地質学論集, No.40, pp.143-147.
- Higgins, M. W., (1971): Cataclastic rocks. U.S. GeolSurv. Prof. Pap. Vol.687, pp.1-97.
- 加藤弘徳・千木良雅弘 (2009) : 中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形, 応用地質, Vol.50, No.3, pp.140-150.
- Kato, H. and Yokoyama, S. (2014): Rediscovery of the Hakuchi thrust associated with the Median Tectonic Line active fault system in Awa-Ikeda town, eastern Shikoku, southwest Japan, Earth Science, Vol.68, pp.165-172.
- 岸 家光・原 郁夫・塩田次男 (1996) : 市ノ川時階～砥部時階における中央構造線に沿う浅所岩石の変形様式, テクトニクスと変成作用 (原 郁夫先生退官記念論文集), 創文, pp.227-232.
- 槇本五郎・中川 典・中野光雄 (1968) : 徳島県美馬郡脇町でみられる“中央構造線”, 地質学雑誌, Vol.74, pp.479-484.
- 森野道夫・塩田次男・原 郁夫・池田小織・田中義浩・市原 健・森川倫人・森山 豊・谷野宮恵美・窪田安打 (2002) : 中央構造線活断層系川上断層の断層露頭, 地質学雑誌, Vol.108, III-IV.
- 永井浩三 (1973) : 愛媛県の中央構造線, 中央構造線の第四紀断層運動について, 中央構造線, 東海大学出版会, pp.197-207.
- 中田 高, 後藤秀昭, 岡田篤正, 堤 浩之, 丹羽俊二, 小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活断層図「脇町」. 国土地理院技術資料, 日本地図センター.
- 岡田篤正 (1970) : 吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度, 地理学評論, Vol.43, pp.1-21.
- Rutter, E.H., Maddock, R.H., Hall, S.H. and White, S.H., (1986): Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay-bearing fault gouges. PAGEOPH, Vol.142, pp.3-30.
- 笹原克夫・桜井亘・加藤仁志・島田徹・小野尚哉 (2011) : LiDAR による深層崩壊発生斜面の地形学的検討—平成 23 年台風 6 号により高知県東部に群発した深層崩壊の事例解析—, 深層崩壊の実態. 予測, 対応, 京都大学防災研究所特定研究集会 23C-03Vol.50, pp.1-10.
- 柴田 賢・高木秀雄 (1988) : 中央構造線沿いの岩石および断層内物質の同位体年代-長野県分杭峠地域の例-. 地質学雑誌, Vol.94, pp.35-50.

- Sibson, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanisms. *Jour. Geol. Soc. Lond.*, Vol.133, pp.191-213.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2006a) : 地すべり地形分布図池田, 防災科学技術研究所資料, No.291.
- 清水文健・井口 隆・大八木規夫 (2006b) : 地すべり地形分布図脇町, 防災科学技術研究所資料, No.297.
- Simpson, C. and Schmid, S., (1983): An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol.94, pp.1281-1288.
- 須鎗和巳 (1972) : 吉野川北岸の第四系とその運動, 岩井淳一教授記念論集, pp.309-318.
- 鈴木淑夫 (2005) : 岩石学辞典, 朝倉書店, 東京, 916p.
- Takagi, H., (1992): Development of composite planar fabric in mylonites along the Median Tectonic Line, southwest Japan. *The Island Arc*, Vol.1, pp.92-102.
- 高木秀雄 (1984): 長野県高遠～市野瀬地域における中央構造線沿いの圧砕岩類. *地質学雑誌*, Vol.90, pp.81-100.
- 高木秀雄・小林健太 (1995) : 断層ガウジとマイロナイトの複合面構造-その比較組織学, *地質学雑誌*, Vol.102, No.3, pp.170-179.
- 高木秀雄・竹下 徹・柴田 賢・内海 茂・井上 良 (1992) : 四国西部, 砥部衝上断層における中新世中期の正断層運動. *地質学雑誌*, Vol.98, No.11, pp.1069-1072.
- 田村栄治・長谷川修一・渡辺弘樹・宮田和幸・矢田部龍一・内田純二 (2007) : 中央構造線沿いの熱水変質に起因する地すべり, *日本地すべり学会誌*, Vol.44, No.4, pp.18-32.
- 田中秀実 (1991) : カタクラサイトの分類案, *日本地質学会第98年学術大会要旨*, pp.316.
- Tanaka, H., (1992): Cataclastic lineations. *Jour. Struct. Geol.*, Vol.14, pp.1239-1252.
- 田崎耕市・高橋治郎・板谷徹丸・グレープス R.H.・鹿島愛彦 (1990) : 四国北西部の中央構造線に貫入した安山岩の K-Ar 年代, *岩鉱*, No.85, pp.150-160.
- 堤 浩之・岡田篤正・中田 高・後藤秀昭・丹羽俊二・小田切聡子 (1999) : 1:25,000 都市圏活断層図「伊予三島」. 国土地理院技術資料, 日本地図センター.
- 横山俊治・笹原克夫・日浦啓全・浜口洋介 (2012) : 2011 台風 6 号で発生した高知県の平鍋深層崩壊 : 滑落崖の構造と移動体の運動, *日本応用地質学会講演要旨集*, pp.23-24.

## 第 6 章

### 総 合 解 析

## 第6章 総合解析

### 6.1 概要

前章までに、四国地方東部における中央構造線沿いの地域で発生する断層面低角度化の事例と大規模岩盤すべりの発生事例について解析し、検討した。そして四国地域における断層粘土、すべり面粘土の記載を行った。

本章ではこれらの検討結果を総合解析することにより、四国東部の中央構造線沿いで発生する地表の地質現象の総括を行うとともに、この地域の中央構造線の活動に起因する応用地質学的諸問題を考察する。そしてその結果に基づき、我が国に多数存在する山地―平地境界をなす活断層地域における防災的観点、および土木地質学的観点からの提言を行っていく。

## 6.2 低角度断層の発生条件と発達機構

### 6.2.1 低角度断層の発生条件

中央構造線沿いの低角度断層の発達に関して調査をすすめてきた結果、低角度断層の発達域では圧縮応力に関する規制と、物質に関する規制が存在していることが明らかになった。ここでは、低角度断層の発生場の条件についてまとめる。

#### (1) 圧縮応力に関する条件

中央構造線活断層系の地表トレースは一般に直線状で、多少の湾曲を伴う場合も滑らかな曲線を描いている場合が多い（例えば、水野ほか，1993）。しかし活断層の両端では一般走向に対して多少方向を変え、次の活断層に移る場所では分岐断層が発達していたり、断層の平面形が大きく屈曲していたりする（岡田，1970）。このような屈曲部では、断層の横ずれ運動に伴い屈曲部周辺に斜め短縮の応力場が形成され、拘束性屈曲（狩野・村田，1998）となっている可能性がある。【第3章】で述べた三野地域はこの傾向が顕著で、池田断層－三野断層の接続部周辺に低角度断層が広い範囲にわたって連続的に発達していることが確認されている。同じく【第3章】で述べた美馬地域、【第4章】で述べた池田町井ノ久保の周辺でも、活断層の平面形から同様の傾向がうかがわれる。

以上から、低角度断層の出現には次の応力条件の関与が考えられる。

#### 低角度断層の発生に関与する応力条件

条件① 拘束性屈曲における横ずれ断層運動に伴う圧縮応力

また本地域において山地－平地境界を活断層が通過する場合、山地側が中央構造線断層運動に伴う隆起側となる。このとき、隆起する山体は低地側に対して重力的に不安定になるうえ、山体そのものの荷重も山麓の活断層に作用することが考えられる（加藤・千木良，2009）。このような力も、低角度断層の形成に影響を及ぼすことが考えられる。

(2) 物質に関する条件

2.8 節で述べたとおり，徳島・愛媛県境をなす境目峠以東では断層面が北に 45° 以下の傾斜を示す低角度断層が各地で記載されている（水野ほか，1993）。徳島県域において東から西に見ていくと，切畑断層（岡田，1970；中野ほか，1973），父尾断層で複数箇所（須鎗・阿子島，1978），井口断層の南側の断層（野村谷川の左岸）（楨本ほか，1968），荒川断層（荒川衝上）（須鎗・阿子島，1978），中上露頭の断層（中野ほか，2001 など）および荒川低角度断層（加藤ほか，2007），芝生衝上（中川・中野，1964a）およびその周囲の低角度断層群（加藤・横山，2011），池田断層（白地衝上）（中川・中野，1964b；Kato and Yokoyama, 2014）で，低角度断層が発見されている。

その最大の特徴は，基盤岩（大部分が和泉層群）が新期堆積物の土柱層に衝上している点である。換言すれば，基盤岩が未～半固結堆積層と接触する地点（地域）で低角度断層が形成されている。このことは，【第2章】でレビューした伊藤ほか（1996），堤ほか（2007）などによる物理探査の結果からも示されている。【第3章】の三野地域，美馬地域の調査・検討結果からは，平地側の土柱層の変形が低角度断層の発達に大きく影響していることが示唆された。このように，低角度断層の形成には低地側の未固結・半固結堆積物の存在が大きな条件となり得る。

以上から，低角度断層の出現には次のような物質条件の関与が考えられる。

低角度断層の発生に關与する物質条件

条件② 平地側に非固結堆積物が分布すること

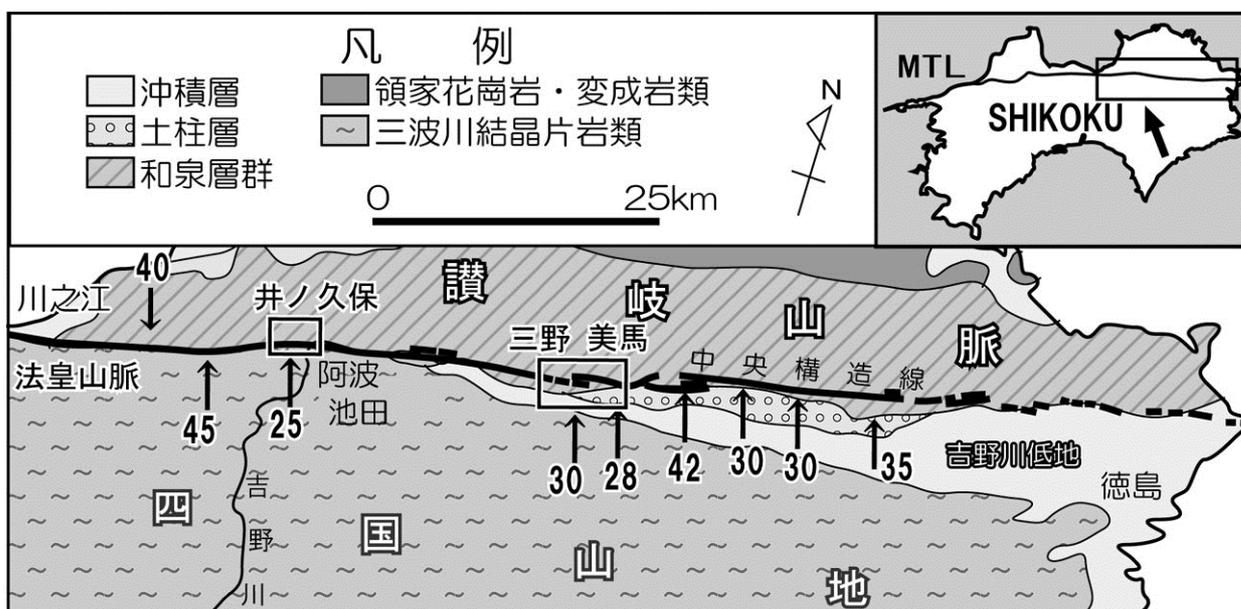


図 6.2.1.1 四国中～東部における低角度断層露頭の位置

(矢印は低角度断層の傾斜方向，数値は傾斜角度を示す。出典は水野ほか（1993）による。)

## (3) 低角度断層の発生場の条件

以上のとおり，本研究地域である四国の中央構造線沿いの低角度断層の発生場について，「応力条件」と「物質条件」の2つがあると考えられる。そして「応力条件」「物質条件」の双方が同時に生じた場合に低角度断層が形成される可能性が大きくなると考えられる。

**低角度断層の発生条件****応力的条件****条件 1 横ずれ断層運動に伴う拘束性屈曲による圧縮応力****物質的条件****条件 2 平地側に非固結堆積物が分布すること****☆低角度断層は「応力条件」「物質条件」が同時に満足する時に発生する。**

なお物質条件に関する補足として，次のことを考えている。本論で低角度断層を検討した各地域（三野地域，美馬地域，井ノ久保地域）では，平地側の構成地盤の層理面がいずれも水平または極めて緩い傾斜であった。そしてその層理面には例外なく層面断層が形成されており，層面断層は低角度断層の変形に大きく影響していることが考えられた。このことから物質条件として，平地側の構成地盤は水平または極めて緩い地質構造を有することが必要である可能性が高い。

## 6.2.2 低角度断層の発達機構

前項のとおり、応力条件と物質条件が共に満足された状態であれば、低角度断層が形成される可能性が高まる。この時にどのような機構で断層が低角度化していくのだろうか。

山地－平地境界断層を挟んで平地側に土柱層のような未～半固結堆積物（以下、このような堆積物を本論では非固結堆積物と記す）が分布する場合、平地側の堆積物は山地側の和泉層群のような岩盤に比べて強度が著しく小さく、両者の間には強度差が生じる。このため山体が隆起するに従い、相対的に強度の小さい平地側の堆積物は山地側の岩盤に押され一方的に変形・短縮する。具体的な仕組みとしては、堆積物中の層面断層やドラッグ褶曲の発生により物質の移動・変形が生じ、境界断層面の近傍では堆積物が占める体積が縮小していく。これにより山地側の岩盤は次第に平地側に進出していく、結果的に両者の境界面が低角度断層として形成していく。低角度断層は、元来高角度であった地質境界断層がその場で倒れるように変形するのではなく、その発達の過程で深部の高角度断層が浅所に向けて低角度の断層面を作っていく（図 6.2.2.2）。すなわち、深部で高角度であった断層が地表付近で初生的に断層運動によって低角度化したものが、本地域で低角度断層面を持つ地質境界断層（衝上断層）である。

なお、中野ほか（2001）などが示した美馬地域の中上露頭での観察事実（【第3章】にてレビュー）から、平地側の堆積物の粒度により断層面の傾斜が変化することが示されている。すなわち、礫層などの粗粒層のところでは非固結堆積物の変形しにくく、境界断層面は高角度で立ち上がっている。その一方で、細砂やシルトなどの細粒層のところでは変形が比較的容易に生じるため、境界断層面は堆積物中の層面断層を伝って低角度（場合によっては水平）に発達する（図 6.2.2.1）。このような機構により、山地側の基盤岩と平地側の非固結堆積物が接する低角度断層面は、高角度の部分と低角度の部分が繰り返されることとなり、非常に凹凸に富むことになる（図 6.2.2.2）。

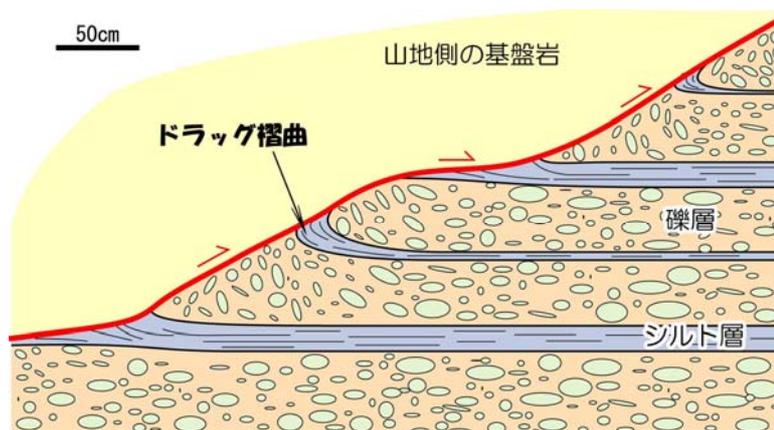


図 6.2.2.1 平地側堆積物の粒度により変化する低角度断層の概念図  
礫層部は比較的高角度、シルト層部は層面断層に沿って断層が発達する。  
堆積物は断層面に引きずられてドラッグ褶曲を形成する。

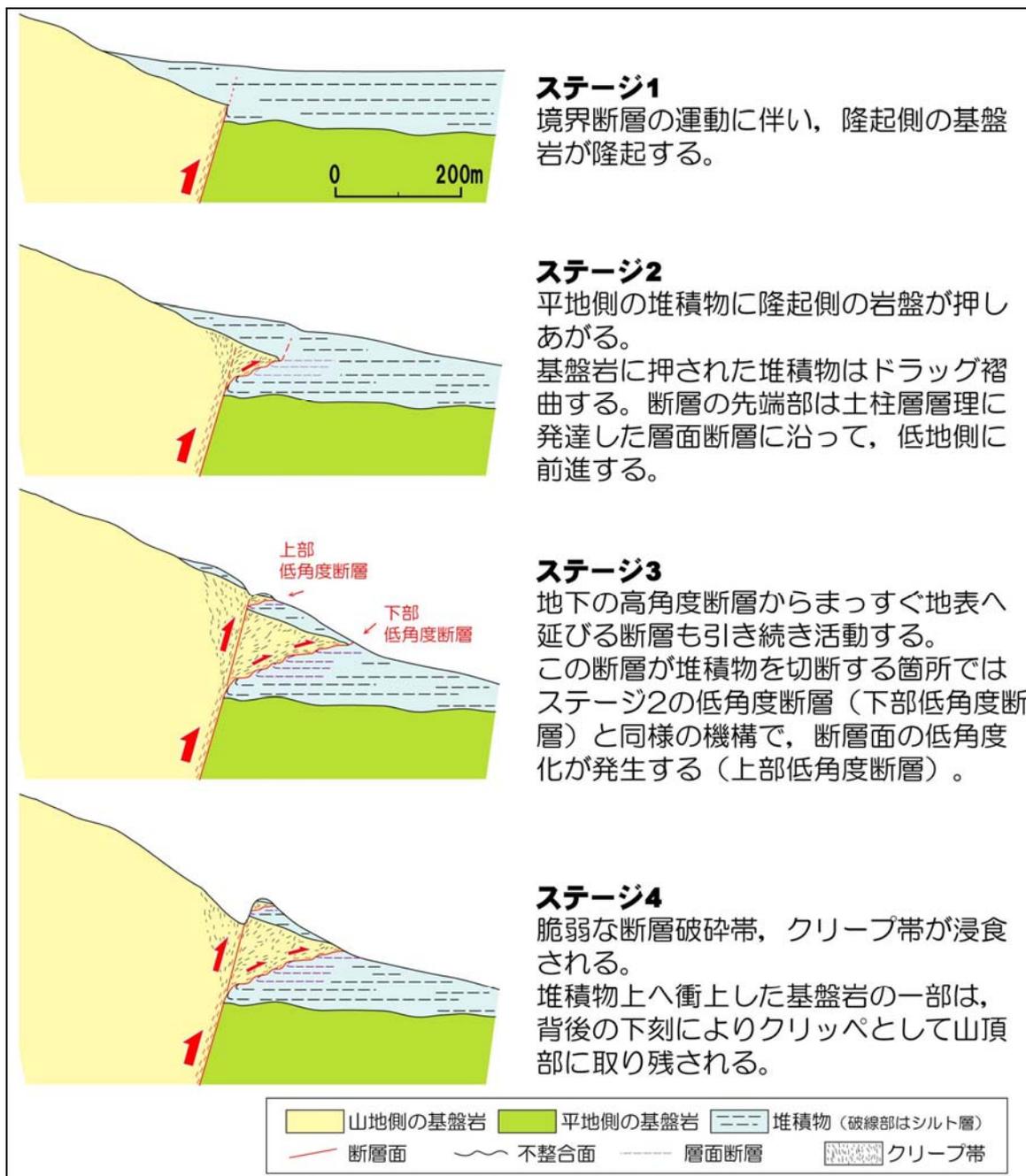


図 6.2.2.2 四国東部における低角度断層の発達モデル  
中上露頭における中野ほか（2009）の概念に基づき作図。

## 6.3 衝上断層と地すべりの識別

過去には、中央構造線沿いに発達する衝上断層が地すべりのすべり面と誤認されてきた。そこで本論の【第5章】では、断層やすべり面の露頭記載や粘土研磨試料の観察結果に基づき、露頭スケール、標本スケール、そして顕微鏡スケールでの断層ガウジとすべり面粘土の識別を試みた。

その結果、両者の間には有意の差異は認められず、その識別が困難であることが明らかになった。なお和泉層群同士、または和泉層群と土柱層が断層接触している部分に出現する粘土試料のうち、いくつかのものは三波川結晶片岩起源の破碎岩片の混入が確認されたことから（5.6節参照）、このような岩片が混入している断層は、地下深部における和泉層群と三波川結晶片岩類の地質境界としての中央構造線に連続しているものとして判定される。

ここで、上記（露頭記載や粘土研磨資料の観察）以外の手法による低角度断層と地すべりの識別法について検討する。一般に地すべりなど重力に伴う岩盤の変形現象には、開口亀裂が伴われることが知られている（例えば、Chigira, 1992；横山, 1995）。本論で低角度断層と結論付けた三野地域の芝生衝上～花園地区、荒川地域の荒川衝上、中上露頭、井ノ久保地域の白地衝上などは、いずれも上盤の衝上岩体に開口亀裂は認められていない。一方で、【第4章】で扱った井ノ久保地すべりおよびその東方のシンヤマ、および美馬地区の中野谷川西地すべりでは、開口亀裂の顕著な発達を確認された。このことから、低角度断層地域における地すべり岩体と衝上岩体の識別に対して最も有効な方法は、岩盤中の開口亀裂の有無と考えられる。また、上述の各地域には地すべり地形の有無も有効な判定材料となる。

井ノ久保地すべり（【第4章】）のように低角度断層をすべり面として活動している地すべりは、低角度断層の認識が困難なため、厄介な存在である。このような地すべりについては、地すべり周辺の地盤情報から低角度断層の存在を推定する必要がある。地すべり地形範囲外の側方に低角度断層が存在していたり、地すべり地形が活断層の地表トレースを跨いでいたりする場合には、低角度断層面がすべり面に転じている可能性がある。そのような地域では、低角度断層の断層面の走向・傾斜を推定し、低角度断層とすべり面の関係を検討する必要がある。

## 6.4 低角度断層に起因する応用地質学的諸問題

【第4章】に記した井ノ久保地すべりの事例では、山地の脚部に発達する中央構造線衝上断層の運動時に山麓部の斜面が平地側に押し出されることにより、大規模な地すべりが発生する機構が示された。これは中央構造線の断層運動の結果生じた低角度断層が、そのまま地すべりのすべり面となり、また断層運動が地すべりの誘因となった例である。

四国地方の中央構造線沿いの山地－平地境界では多数の大規模地すべりが存在しており（図6.4.1）、これらの多くは中央構造線を越えてその反対の平地側に到達している。このうち長谷川（1992c）などにより指摘された四国東部（徳島県域）の讃岐山脈南麓の大規模地すべり（例えば切幡丘陵など）は、地すべりの存在が土柱層の分布と非常に密接である。このことからこれらは井ノ久保地すべりと同様の機構、すなわち、テクトニックな断層運動に由来する衝上断層の運動がそのまま地すべり変動に引き継がれ、地すべりの引き金となる機構が考えられる。

徳島・愛媛県境の境目峠よりも西方の愛媛県域では、徳島県域とは異なり、中央構造線南側の三波川結晶片岩類が相対的に隆起している（岡田，1973b）。水野ほか（1993）の「中央構造線活断層系ストリップマップ」や長谷川（1992c）による図6.4.1（「川之江」付近）にも示されているとおり、愛媛県域の中央構造線沿いでは、同構造線に南接する北向き斜面において地すべり地形が多く確認されている。これについても、地すべりの発達は鉛直成分の断層運動と密接な関係があると考えられる（加藤・千木良，2009）。

このような機構を持つ地すべりは、必ずしも全ての低角度断層で発生している訳ではない。荒川地域の三野断層（【第3章】）を例にとれば、中野谷川西岸の山麓斜面には大規模地すべりが発達しているが、中野谷川東岸のいわゆる「荒川衝上」（須鎗・阿子島，1978）や、上記地すべり地に西接する中上地区には、地すべり地形が確認されないこと、岩盤の開口亀裂が確認されないことなどから、地すべりは発達していないと判断される。

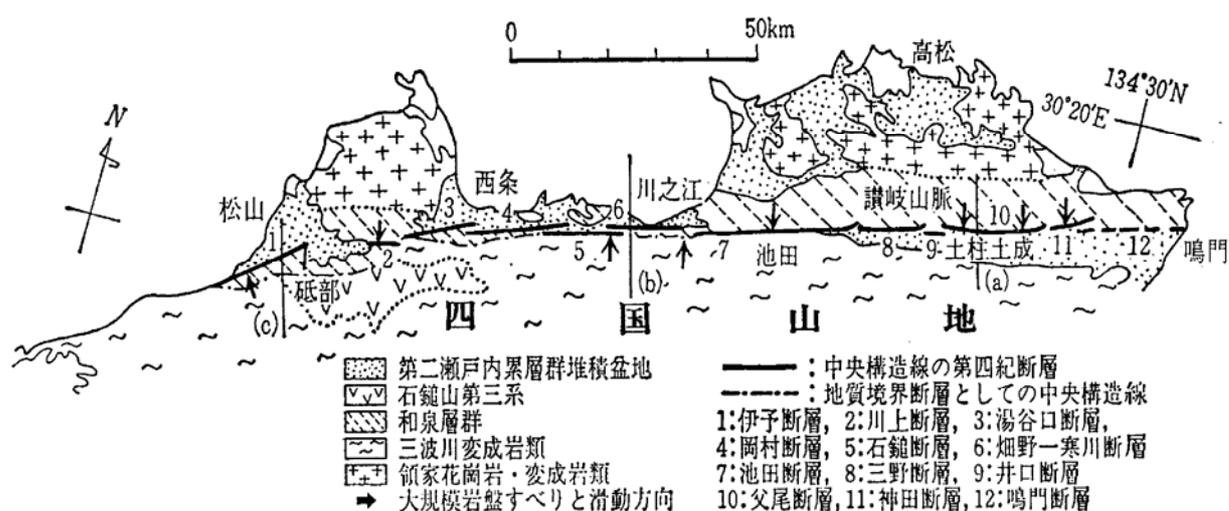


図 6.4.1 四国における大規模地すべりの分布（長谷川，1992c）

低角度断層地域における地すべり発生の有無や発生場の違いに関しては、さらなる検討が必要である。一つの仮説としては、背後山体の比高が影響しており、比高が大きいほど地すべりとして滑動しやすいことが推定される。また、そのような箇所は将来の断層運動時に滑動する可能性がある。

低角度断層と大規模地すべりに関する問題は、四国地方に限られたものではない。その代表的なものは、本研究で引用した大阪層群周辺の山地-平地境界断層の例(横山, 2000)である(図 3.5.3.1)である。また表 6.4.1 には、我が国における山地側の岩盤等と平地側の新期堆積物が低角度で接し、衝上断層として活動している活断層の例を抽出した。これらの活断層では、地震発生時に山地側が隆起することにより、上述と同様の機構を持つ地すべりが発生する可能性が強く考えられる。

表 6.4.1 四国以外の地域に分布する主な低角度活断層

地点名	断層名	断層面の傾斜角度	断層関係(上盤/下盤)	出典	備考
秋田県横手盆地	横手盆地東縁断層帯 千屋断層	30-60	中新統真昼川層/鮮新~下部更新統千屋層	椿原ほか(2006)	flat ramp構造
山形県庄内平野	庄内平野東縁活断層系 松山断層	35	新第三系北俣層ほか/第四系庄内層群	加藤ほか(2006)	
新潟県十日町盆地	十日町盆地東縁断層	0-40?	更新世後期~完新世の段丘面を切る	太田ほか(2010)	
長野県大町地域	糸魚川静岡構造線活断層系 松本盆地東縁断層	26-28	更新統大峰累層/完新統	松多ほか(2007)	
長野県富士見地域	糸魚川静岡構造線活断層系 青柳断層	15-55	先新第三系/完新統	松多ほか(2007)	slip partitioning現象
長野県伊那盆地	伊那谷断層帯	30-45	先第三系/第四系堆積物	岡田ほか(2007)	
三重県鈴鹿山地	鈴鹿山地東縁断層	衝上	中生界/鮮新-更新統	石山ほか(2007)	
紀伊半島	中央構造線	20	白亜系和泉層群/更新統菖蒲谷層	吉川ほか(1992)	
紀伊半島	中央構造線	30-40	白亜系和泉層群/更新統菖蒲谷層	加藤ほか(2007)	
福岡県宗像市池田	(尾崎ほか(1993)の地質断層)	28	古第三系池田層堆積岩/段丘礫層	中村・水野(2012)	

※「断層面の傾斜角度」での斜字は図上から読み取った角度。

## 6.5 活断層地域における防災的・土木地質学的問題点と提言

四国東部の中央構造線沿いの地域では、かつて衝上断層として報告された中央構造線沿いの断層露頭について、その後現在に至るまで地すべりや重力性の変動現象などと誤認され、その本質に関して詳細な記載や議論がなされない状態で放置されてきた。しかし本研究の結果、それは中央構造線の一部としてテクトニックな運動をなしていることが明らかになった（【第3-4章】）。

本節では、このような低角度断層沿いで考えられる防災的・土木地質学的問題点を考察し、提言を行っていく。

## 6.5.1 防災的問題点

近年各地の山地-平地境界における活断層の活動では、低角度の地表地震断層が発生しており、断層面の低角度化の認識は地震防災のうえで重要である。

【第4章】では、衝上断層の運動がそのまま地すべり変動に引き継がれ、大規模地すべりを発生させる機構が本研究で明らかになった（図6.5.1.1）。この機構による地すべりは、中央構造線の断層運動が発生する時、すなわち中央構造線活断層系を震源とする地震が発生するときに、新規に発生したり、すでに形成されている地すべりが再活動したりするものと考えられる。

井ノ久保地すべりの事例（【第4章】）では、本来、和泉層群の斜面としては地すべりが起こりにくい傾向にある受け盤または“横盤”斜面において発生している。すなわち、従来の概念では地すべり発生を想定されないような斜面でも、中央構造線を震源とする地震時には大規模地すべりが発生する可能性が大きくなり、注意が必要である。

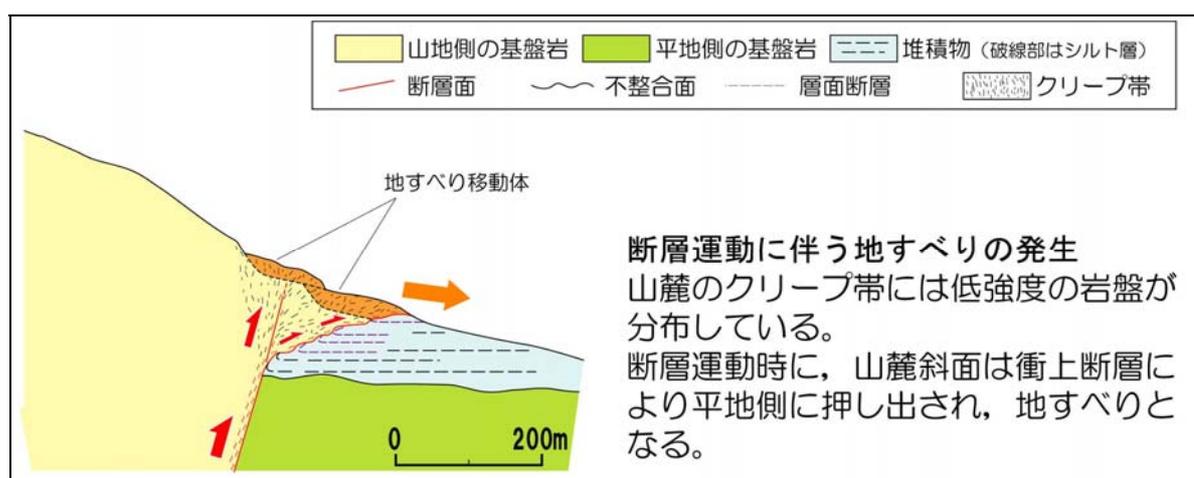


図 6.5.1.1 低角度断層が素因・誘因となる地すべりのモデル図

### 6.5.2 土质地質学的問題点

一般に断層沿いには断層破碎帯が形成されるが、低角度断層の破碎により生じた破碎帯を地すべりによる破碎と誤って認定する可能性がある。両者はその発達機構や発生・影響範囲が大きく異なる。すなわち、断層破碎帯は断層に沿って平面的な広がりをもつとともに、それは地下深部まで達している。一方の地すべりによる破碎部は地すべりの範囲内のみで完結し、深さ方向の広がりも限定的である。

断層ガウジと地すべり粘土は、【第5章】で述べたとおり露頭や標本スケール、顕微鏡スケールでの識別が困難である。この両者を誤って判断することが、断層破碎帯と地すべりによる破碎の誤認につながる恐れがある。このことは、土木事業においては大きな問題である。誤った解釈に基づく地質平面図や断面図が作成され、それにより支持地盤・基礎地盤が誤って設定されるためである。この場合、工事開始後の大幅な設計修正や施工ストップ、構造物の供用開始後の損壊や、思いがけない災害の発生に結びつく恐れがあり、公共の福祉にとって大きな不利益になることが予想される。

### 6.5.3 活断層地域における防災的・土质地質学的提言

日本列島では活断層の運動がしばしば山地と平地の分化に関係していて、山地と平地との境界に活断層が走っている。そこでは、断層運動で山地が隆起することにより山地が重力的に安定化し、また平地側は沈降しそこには新しい堆積物が堆積していく。断層が山地側の基盤岩と平地側の非固結堆積物との境界まで成長したとき、断層はしばしば低角度化する。断層の低角度化は造構変形に重力変形が重複して起こる現象であることから、このようにして形成された低角度断層（衝上断層）はテクトニック/ノンテクトニックの二面性をもっているといえることができる。さらに、衝上断層の運動センスはそこで起こる地すべりのセンスと調和的であるために、断層運動が地すべり変動にそのまま引き継がれ、活断層面が地すべり面に転化することもあり得る。

低角度断層に関わる防災的・土质地質学的問題を低減させるためには、テクトニックな低角度断層と地すべりによるすべり面を識別することが必要である。本論では両者の識別の可否を検討した。その結果、露頭スケール、標本スケール、顕微鏡スケールでは両者の構造や組織に有意の差異を確認することができず、低角度断層とすべり面の識別は困難であるとの結論を得た。

このことから低角度断層（衝上断層）と地すべりの識別には、周辺の地形的特性や地質性状などを総合的に判断し、検討していくことが大切である。すなわち、地表地質踏査や地形判読、あるいは物理探査等による基本的な調査によるデータが重要な鍵となる。また、詳細な調査にも関わらず低角度断層と地すべりの識別ができない場合も十分に考えられ、その場合は双方の可能性を視野に入れて、事業を進める必要があると考える。

表 6.5.3.1 に、テクトニックな低角度断層予測のためのチェック項目を示す。

表 6.5.3.1 低角度断層予測のためのチェックリスト  
一つでも該当があれば、低角度断層の存在を疑う必要がある。

	チェック項目	チェック
1	山地－平地境界を通過する活断層が存在しないか。	
2	既存文献等に、低角度断層露頭の報告がないか、あるいは断層面の走向・傾斜に著しい変化がないか。断層面の走行・傾斜に著しい変化がみられる場合は注意が必要である。	
3	基盤岩と非固結堆積物が断層関係にないか。または堅硬な岩盤と脆弱な岩盤が断層関係で接していないか。	
4	平地側の非固結堆積物に著しい構造変化や変形がないか。	
5	断層の地表トレースが拘束性屈曲や拘束性のオーバーステップをなしているか。	
6	山体頂部に二重山稜、線状凹地、山頂緩斜面がみられないか。	
7	リニアメントの乱れ(不自然な分岐・蛇行など)がみられないか。	
8	地すべりが活断層の地表トレースを跨いでいないか。	
9	山麓部における地すべり地形の末端位置が揃っていないか。	

## 6.6 本章のまとめ

本章をまとめると以下のとおりとなる。

- (1) 深部で高角度であった断層が地表付近で初生的に断層運動によって低角度化したものが、本地域で低角度断層面を持つ地質境界断層（衝上断層）である。
- (2) 山裾を走る活断層はしばしば山地と平地を分化させており、そこでは造構変形に重力変形が重複することによって活断層が低角度化している。そのようなところでは断層面が山地向きに低角度で傾斜している。
- (3) 四国地方に限らず、日本各地に存在する山地－平地境界断層が発達する地域では、低角度断層に沿う衝上断層運動が山麓部の地すべり運動に転化し大規模地すべりが発生することが想定され、防災上の問題点である。
- (4) 山地－平地境界に発達する衝上断層は、露頭スケール、標本スケールまたは顕微鏡スケールでは、地すべりのすべり面との見分けが困難である。これにより、テクトニックな現象により形成されたはずの低角度断層がノンテクトニックな現象である地すべりのすべり面と誤認されることがあり、これは土木地質学的な問題点である。
- (5) テクトニック断層（衝上断層）とノンテクトニック断層（地すべりのすべり面など）の識別には、周辺の地形的特性や地質性状などを総合的に判断し、検討していくことが大切である。

## 第6章の引用文献

- Chigira, M. (1992): Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep, *Engineering Geology*, No.32, pp.157-184.
- 長谷川修一 (1992c): 讃岐山脈南麓における中央構造線沿いの大規模岩盤地すべりと第四期断層運動, *地質学論集*, No.40, pp.143-147.
- 石山達也・佐藤比呂志・戸田 茂・杉戸信彦・木村治夫・越後智雄・岡田真介・加藤 一・岡田篤正・小池太郎・鈴木規眞・今村朋裕・服部泰久・小田 晋 (2007): 鈴鹿山地東縁断層のP波浅層反射法地震探査: 2005年時山測線, *地震研究所彙報*, Vol. 82, pp.95-103.
- 伊藤谷生・井川 猛・足立幾久・伊勢崎修弘・平田 直・浅沼俊夫・宮内崇裕・松本みどり・高橋通浩・松澤進一・鈴木雅也・石田啓祐・奥池司郎・木村 学・國友孝洋・後藤忠徳・澤田臣啓・竹下 徹・仲谷英夫・長谷川修一・前田卓哉・村田明広・山北 聡・山口和雄・山口 寛 (1996): 四国の中央構造線地下構造の総合物理探査, *地質学雑誌*, Vol.102, No.4, pp.346-360.
- 楳原京子・今泉俊文・宮内崇裕・佐藤比呂志・内田拓馬・越後智雄・石山達也・松多信尚・岡田真介・池田安隆・戸田 茂・越谷 信・野田 賢・加藤 一・野田克也・三輪敦志・黒澤英樹・小坂英輝・野原 壯 (2006): 横手盆地東縁断層帯・千屋断層の形成過程と千屋丘陵の活構造, *地学雑誌*, Vol.115, No.6, pp.691-714.
- 狩野謙一・村田明広 (1998): 構造地質学, 朝倉書店, 東京, 298p.
- 加藤弘徳・千木良雅弘 (2009): 中央構造線の地表形態を変化させた四国法皇山脈の重力変形, *応用地質*, Vol.50, No.3, pp.140-150.
- 加藤直子・佐藤比呂志・阿部 進・伊藤 潔・平田 直 (2007): 反射法地震探査からみた紀伊半島西部中央構造線の浅部-深部地下構造, *日本地質学会学術大会講演要旨*, Vol.114, pp.277.
- 加藤直子・佐藤比呂志・今泉俊文; 越谷 信・戸田 茂・萩野スミ子・越後智雄・木村治夫・楳原京子・森下信人・小林 勉・高橋就一・梅津洋輔・水本匡起・吉田明弘・小池太郎・佐藤 良 (2006): "庄内平野東縁活断層系松山断層における反射法地震探査, *活断層研究*, Vol.26, pp.87-93."
- 楳本五郎・中川 典・中野光雄 (1968): 徳島県美馬郡脇町でみられる“中央構造線”, *地質学雑誌*, Vol.74, pp.479-484.
- 松多信尚・池田安隆・佐藤比呂志・今泉俊文・田力正好・蔵下英司・河村知徳・加藤直子・戸田 茂・谷美由紀・加藤 一・東郷正美・中村洋介・越後智雄・田中淳彦・井川 猛・大町反射法地震探査グループ (2007): 糸魚川-静岡構造線活断層系北部大町地域における浅層反射法地震探査, *地震研究所彙報*, Vol.82, pp.37-44.
- 松多信尚・池田安隆・佐藤比呂志・今泉俊文・東郷正美・河村知徳・戸田 茂・宮内崇裕・加藤 一・越後智雄・田力正好・石山達也・新井慶将・井川 猛・富士見反射法地震探査グループ (2007): 糸魚川-静岡構造線活断層系中部・富士見地域における反射法地震探査, *地震研究所彙報*, Vol.82, pp.57-63.
- 水野清秀・岡田篤正・寒川 旭・清水文健 (1993): 2.5 万分の1 中央構造線活断層系 (四国地域) ストリップマップ解説書, 構造図(8), 地質調査所, 63p.

- 中川 典・中野光雄 (1964b):阿波池田西部の“中央構造線”,地質学雑誌, Vol.70, No.831, pp.580-585.
- 中村洋介・水野清秀 (2012):福岡県宗像市池田において発見された活断層露頭,地学雑誌, Vol.121, No.6, pp.1052-1062.
- 中野 浩 (2002):四国東部の中央構造線活断層系荒川断層に見られる地表付近の構造 美馬町中上北部地域の例,高知大学理学部卒業論文, pp.111.
- 中野 浩・加藤弘徳・横山俊治 (2009):掘削で出現した徳島県美馬市の中上衝上の断層構造,日本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, pp.65-70.
- 中野 浩・倉橋征示・横山俊治 (2001):四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造,平成 13 年度研究発表会発表論文集,日本応用地質学会,中国四国支部, pp.13-19.
- 中野 浩・横山俊治 (2002):四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造,第 41 回日本地すべり学会研究発表会地すべり 2002 講演集, pp.437-438.
- 中野光雄・楨本五郎・中川 典 (1973):徳島県阿波郡市場町切幡・観音付近の“中央構造線”,杉山隆二編:中央構造線,東海大学出版会, pp.191-195.
- 岡田篤正 (1970):吉野川流域の中央構造線の断層変位地形と断層運動速度,地理学評論, Vol.43, pp.1-21.
- 岡田篤正 (1973b):中央構造線の第四紀断層運動について,中央構造線,東海大学出版会, pp.46-89.
- 岡田真介・池田安隆・小田 晋・越後智雄・戸田 茂・鈴木規眞・河合洋平・加藤 一・佐藤比呂志・木村治夫・田力正好・石山達也・今泉俊文・楳原京子・松多信尚・内田拓馬・宇野智樹・河村知徳 (2007):伊那谷断層帯小黒川測線における浅層反射法地震探査:データ取得と処理,地震研究所彙報, Vol.82, pp.13-23.
- 太田陽子・渡辺満久・谷口 薫・鈴木康弘・澤 祥・田中真弓・鈴木郁夫・廣内大助・金 幸隆 (2010):"トレンチ調査からみた十日町盆地東縁断層の変位様式と活動履歴,地学雑誌, Vol.119, No.1, pp.102-120."
- 須鎗和巳・阿子島 功 (1978):吉野川流域の中央構造線活断層系の第四紀後期の変位量, MTL, No.3, pp.37-42.
- 堤 浩之・戸田 茂・今村朋裕・石山達也・河村知徳・佐藤比呂志・宮内崇裕・加藤 一・隈元 崇・武田麻美・山本彰吾 (2007):中央構造線活断層帯の浅層反射法地震探査,地震研究所彙報, Vol.82, pp.105-117.
- 横山俊治 (1995):和泉山地の和泉層群の斜面変動:岩盤クリープ構造解析による崩壊「場所」の予測に向けて,地質学雑誌, Vol.101, No.2, 134-147.
- 横山俊治 (2000):大阪平野周辺の境界断層,日本応用地質学会編「山地の地形工学」, pp.93-94.
- 吉川宗治・岩崎好規・井川 猛・横田 裕 (1992):反射法地震探査による和歌山県西部の中央構造線の地質構造,地質学論集, No.40, pp.177-186.

## 第 7 章

### 総 括

## 第7章 総括

日本列島では活断層の運動がしばしば山地と平地の分化に関係していて、山地と平地との境界に活断層が走っている。そこでは、断層運動で山地が隆起することにより不安定化し、また平地側では沈降が生じ、そこには新しい堆積物が堆積していく。この一連の現象は山裾を走る断層に対して様々な影響を与えており、その一つの現象として本論では高角度の断層面が地表付近で低角度化し、衝上断層が発達していることを明らかにした。

本論は6つの章から構成される。各章における検討結果は次のとおりである。

### (1) 第1章

第1章は序論である。本研究の背景および目的を述べた。

### (2) 第2章

第2章では四国地方の中央構造線に関するレビューを行った。本章では、主に四国地方の中央構造線に関する一般的知見のほか、活断層の地表構造に関する問題点に着目し、資料を取りまとめた。

活発な活断層として知られている四国の中央構造線は断層面の構造や傾斜角度に関して大きく議論が分かれており、かつて中央構造線沿いの衝上断層とされた低角度断層露頭が、現在は地すべりのすべり面と判断されているものも存在している。断層およびそれに接触する地質体の関係に着目し、低角度断層の分布特性についてとりまとめた結果、四国東部（徳島県域）の中央構造線沿いがかつて低角度の中央構造線として報告されてきた低角度断層は全て、山地側（北側）に分布する白亜系和泉層群の岩盤と、平地側（南側）に分布する第四系更新統の未～半固結堆積物である土柱層の境界に発達していることが明らかになった（横山・加藤, 2004）。

### (3) 第3章

第3章では徳島県三好市三野町で報告された「芝生衝上<sup>しぼう</sup>」（中川・中野, 1964a）の周辺地域（三野地域）を例として、詳細な地表地質踏査および露頭観察を行い、低角度断層と土柱層の関係を調査した。その結果、低角度断層の近傍の土柱層には特徴的にドラッグ褶曲が形成されているほか、礫層に挟まれるシルト薄層に沿って層面断層が形成されていることを記載した。

隣接する徳島県美馬市東部における中野らの調査結果（中野ほか, 2001, 2009；中野・横山, 2002 など）を踏まえて検討した結果、横山（2000, 2007）が示した大阪平野周辺部における事例と同様に、低角度断層の発達において平地側の未～半固結堆積物の変形が重要な役割をなしていることが明らかになった。

本章の成果をまとめると、次のとおりとなる。

- ① 三野地域の芝生衝上、美馬地域の中上露頭（中野ほか, 2001）や荒川衝上など、広い範囲で低角度の地質境界断層が断続的に発達している（加藤ほか, 2009）。

- ② 本地域における低角度の地質境界断層は岡田（1973b）や水野ほか（1993）が示唆するような、高角度断層が二次的に低角度化したもの、あるいは山崩れや地すべりにより形成されたものではない。その理由は、特定の地すべり範囲を除き、上盤の和泉層群には重力性斜面移動に特有の開口亀裂の発達認められないほか、その上位を覆う上盤土柱層の水平な構造が乱れていないためである。
- ③ 三野地域にみられる池田断層－三野断層の接合部では、拘束性屈曲による顕著な圧縮領域が形成されている。ここでは中央構造線活断層系の右横ずれ断層運動に伴い、圧縮応力が作用している。美馬地域では不明瞭ながら圧縮領域が形成されている可能性がある（加藤・横山，2011）。
- ④ 本地域の低角度断層は和泉層群－土柱層の地質境界部で限定的に確認され、低角度断層下盤に分布する土柱層は一方向的に変形・短縮している。これは、中央構造線の断層運動に伴う北側隆起成分により山地側から圧迫を受けることに加え、拘束性屈曲による圧縮応力を受けることにより、和泉層群に比べて相対的に強度の小さい土柱層の内部で生じた現象である（加藤・横山，2011）。
- ⑤ 地質境界断層よりも低地側の土柱層の変形・短縮に伴い、地質境界断層は低地側に押し寄せていく。水平な構造を有する土柱層に初生的に存在する弱層（シルト層）に沿って層面断層が発生し、境界断層上盤の和泉層群が谷向きに押し出すことにより、低角度の地質境界断層が形成され、衝上断層（テクトニックな成因をもつ低角度断層）が発達するモデルを提唱した（加藤・横山，2011）。

#### (4) 第4章

第4章は中央構造線に沿って発達した巨大な地すべりである徳島県三好市池田町の井ノ久保地すべりに対して詳細なルートマップ作成による地表地質踏査を行い、従来地すべりを切断して横切るとされていた中央構造線活断層系池田断層は実際には地すべりを切断しておらず、活断層は地すべりのすべり面の位置を低角度断層として走っていることを示した。本章での検討により、テクトニックな断層である中央構造線の低角度断層（衝上断層）が、地すべりのすべり面というノンテクトニックな現象に移化し、その結果として流れ盤でないにも関わらず巨大な地すべりが発生する機構を持っている（加藤，2000；加藤・横山，2001）ことが明らかになった。

本章の成果をまとめると、次のとおりとなる。

- ① 井ノ久保地区の周辺では、池田断層が地下浅部（地表付近）において低角度で存在していることを確認した。この低角度の断層を、高角度で地下深部から地表に達するとされる池田断層と区別するために、本研究では池田低角度断層と呼んだ。中川・中野（1964b）がかつて報告し、その後否定されていた白地衝上は実際に存在が確認され（Kato and Yokoyama, 2014）、それは池田低角度断層の一部であると考えた。
- ② 池田（低角度）断層が活動すると、断層北側の隆起成分がそのまま山麓では斜面の押出

し成分となる。すなわち、断層上盤の斜面は直下の断層に沿って谷に向かってせり出す。その時、断層運動は地すべり運動に転化し、井ノ久保地すべり (LS3) が発生した。山地—平地の境界部に存在する衝上断層 (活断層) は巨大地すべりの素因・誘因になり得る。

- ③ 井ノ久保地すべりは池田断層に切断されていないことを、詳細な地表地質踏査から明らかにした。池田断層が井ノ久保地すべりを切断するとかつて認定させた地形的根拠のうち、井ノ久保地すべり中腹の直線的な崖は、LS3 発生の後が続いてその背後に発生した LS2 の末端部と考えた。また池田断層通過の地形的根拠とされた井ノ久保地すべり西縁を流れる落倉谷の屈曲は、地すべりの発生に伴う流路の変更によるものと判断した。
- ④ 本件と同様に、地表付近で低角度化した中央構造線がすべり面に移化した地すべりとして、同じ池田断層東方のシンヤマや西方の船戸地区、徳島県美馬市西部の中野谷川西地すべりが考えられる (横山・加藤, 2004)。

## (5) 第5章

中央構造線沿いの低角度断層は、これまでに明確な根拠なしに地すべりによるすべり面などと誤認されてきた。その大きな理由として、露頭スケールでは断層面とすべり面の識別が困難であることが挙げられる。そこで本章では、標本スケール・顕微鏡スケールで断層岩類およびすべり面粘土の記載を行い、両者の識別ポイントの抽出に取り組んだ。その結果、ともに地表付近の低封圧条件で形成された低角度断層とすべり面には類似した特徴が認められ、両者を識別するポイントが無いことが明らかになった。すなわち、低角度断層とすべり面を数 m 規模の範囲内で識別することは極めて困難であるとの結論に達した。

本章の成果をまとめると、以下のようになる。

- ① 断層岩類に関して、最終変形履歴の違いにより、地下深部の高圧条件下での変形構造を残すもの (タイプ A) と、地表付近の低圧・高含水条件下での変形構造を残すもの (タイプ B) に区分が可能である。
- ② 中央構造線の低角度地質境界断層、および中央構造線沿いに発達する地すべりのすべり面に共通して、非対称微小構造は認められない。その一方で、粘土分が隣接区域の亀裂や空隙に貫入する特徴的な組織が、双方にみられる。
- ③ 中央構造線の低角度地質境界断層と、中央構造線沿いの地すべりのすべり面を識別する指標は、露頭スケール、標本スケール、顕微鏡スケールでは発見できない。
- ④ 徳島地域の中央構造線沿いの断層露頭において、断層ガウジの内部に三波川結晶片岩起源物質が認められる場合は、その断層が地下深部の和泉層群/三波川結晶片岩類の境界断層に連続していることが想定される。すなわち、断層ガウジへの三波川結晶片岩起源物質の混入は、その断層が中央構造線と連続していることを示唆する。

## (6) 第6章

本章は「総合解析」と題し、本研究の成果のとりまとめを行った。そしてその結果から、低

角度断層に起因する応用地質学的諸問題を検討し、活断層地域における防災的・土木地質学的問題点と提言を行った。

本章の内容をまとめると、以下のとおりとなる。

- ① 山裾を走る活断層はしばしば山地と平地を分化させており、そこでは造構変形に重力変形が重複することによって活断層が低角度化している。そのようなところでは断層面が山地向きに低角度で傾斜している。
- ② 山地－平地境界断層が発達する地域では、低角度断層に沿う衝上断層運動が山麓部の地すべり運動に転化し大規模地すべりが発生することがあり、防災上の問題点である。
- ③ 山地平地境界に発達する低角度断層は、露頭スケール、標本スケールまたは顕微鏡スケールでは、地すべりのすべり面との見分けが困難である。これにより、テクトニックな現象により形成されたはずの低角度断層がノンテクトニックな現象である地すべりのすべり面と誤認されることがあり、これは土木地質学的な問題点である。
- ④ 低角度断層と地すべりの識別には、周辺の地形的特性や地質性状などを総合的に判断し、検討していくことが大切である。

## 第7章の引用文献

- 加藤弘徳 (2000) : 中央構造線に規制された井ノ久保地すべりの構造と発達史, 平成 12 年度高知大学卒業論文, 65p.
- 加藤弘徳・横山俊治 (2001) : 阿波池田町井ノ久保地すべりと中央構造線の構造的関係, 日本地すべり学会第 40 回研究発表会講演集, pp.551-554.
- 加藤弘徳・横山俊治 (2011) : 中央構造線活断層系”三野一池田断層”の拘束性屈曲と衝上断層群, 日本応用地質学会中国四国支部平成 23 年度研究発表会発表論文集, pp.9-14.
- Kato, H. and Yokoyama, S. (2014): Rediscovery of the Hakuchi thrust associated with the Median Tectonic Line active fault system in Awa-Ikeda town, eastern Shikoku, southwest Japan, *Earth Science*, Vol.68, pp.165-172.
- 中川 典・中野光雄 (1964a) : 讃岐山脈中部南麓に発達する“中央構造線”, *地質学雑誌*, Vol.70, No.821, 52-58.
- 中川 典・中野光雄 (1964b) : 阿波池田西部の“中央構造線”, *地質学雑誌*, Vol.70, No.831, pp.580-585.
- 中野 浩・加藤弘徳・横山俊治 (2009) : 掘削で出現した徳島県美馬市の中上衝上の断層構造, 日本応用地質学会中国四国支部平成 21 年度研究発表会発表論文集, pp.65-70.
- 中野 浩・倉橋征示・横山俊治 (2001) : 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造, 平成 13 年度研究発表会発表論文集, 日本応用地質学会, 中国四国支部, pp.13-19.
- 中野 浩・横山俊治 (2002) : 四国東部の中央構造線活断層系荒川断層にみられる地表付近の構造, 第 41 回日本地すべり学会研究発表会地すべり 2002 講演集, pp.437-438.
- 岡田篤正 (1973b) : 中央構造線の第四紀断層運動について, *中央構造線*, 東海大学出版会, pp.46-89.
- 横山俊治 (2000) : 大阪平野周辺の境界断層, 日本応用地質学会編「山地の地形工学」, pp.93-94.
- 横山俊治 (2007) : 山地一平地境界逆断層の断層運動と地すべり変動一近畿地方の大阪平野周辺地域の例一, *日本地すべり学会誌*, Vol.44, No.4, pp.10-17.
- 横山俊治・加藤弘徳 (2004) : ノンテクトニック断層の研究 (その 2) 山地一平地境界逆断層のテクトニック/ノンテクトニック挙動, 四国東部中央構造線活断層系の例, 平成 16 年度研究発表会発表論文集, 日本応用地質学会, pp.71-74.

## 謝 辞

本論文は、平成 27 年度の学位論文として高知大学大学院総合人間自然科学研究科に提出したものである。

本論文の作成・発表にあたり、高知大学理学部の横山俊治名誉教授には終始なご指導・ご議論を賜りました。高知大学卒業生の中野浩氏には、本論文の執筆に当たって重要な露頭を紹介していただいたほか、中上地区をはじめとする中央構造線各地の調査データを数多く提示していただきました。高知大学理学部の臼井朗教授、田部井隆雄教授には研究進行にあたっての様々な助言をいただきました。京都大学防災研究所の千木良雅弘教授には、中央構造線沿いの山地の変形に関する多くの助言をいただきました。以上の方々に深く感謝申し上げます。

井ノ久保地すべりにおけるボーリングデータについては、『原子力安全基盤調査研究「ノンテクトニック断層と活断層の識別方法確立に向けた基礎研究成果報告書」島根大学』を使用させていただきました。同研究の代表者である島根大学の横田修一郎名誉教授、同共同研究者である有限会社風水土の永田秀尚博士、大阪市立大学の原口強准教授、野崎技術士事務所の野崎保博士、株式会社ドーコンの田近淳博士には、現地にて有益な議論をしていただきました。高知大学の東正治名誉教授には断層ガウジの X 線鉱物分析を行っていただきました。高知大学の松岡裕美准教授には実体顕微鏡を貸与していただき、橋本善孝准教授には粘土試料の固結・研磨に関してご指導をいただきました。

株式会社荒谷建設コンサルタントの荒谷壽一社長、中村慈孝専務、外山涼一 GM (常務)、山下祐一博士 (現：一山コンサルタント)、小林公明副 GM (地盤調査部長)、白石央博士 (四国支社長)、上野一郎品質企画部長、山本和宏同副部長、和田貢 (前) 高知支店長をはじめ上司・同僚の方々には、私の研究活動に対してご理解くださり、そして本研究を全面的に支援していただきました。

元京都大学防災研究所の竹内篤雄博士には示唆に富むご助言により研究活動を支援していただきました。徳島大学の西山賢一准教授には、新しく出現した断層露頭に関する情報を提供していただきました。高知大学理学部の先生方、横山研究室の OB・OG 各位および在校生各位には研究を進める上での様々なサポートをいただきました。以上の方々をはじめ、本論文は数多くの方々からのご指導、ご支援、ご協力のもとで、初めて完成することができました。ここに厚く御礼申し上げます。