

博士論文（要約版）

巨大分岐断層上盤を構成する付加体の発達史解明：  
南海トラフ深部掘削と延岡衝上断層を例として

(Evolutional processes of accretionary wedges constituting the hanging walls of megasplay faults:  
examples from the Nankai Trough deep drilling and the Nobeoka Thrust)

東京大学大学院新領域創成科学研究科  
自然環境学専攻

福地 里菜





## **Abstract:**

Geologic evolutionary processes of accretionary wedges developing at the hanging walls of plate boundary faults of subduction zones provide basic information for linking earthquakes to accretionary tectonics. To understand evolutionary processes of modern and ancient megasplay faults, I performed geothermometry, age dating and mineral analyse of drilled samples retrieved from Integrated Ocean Drilling Program (IODP) Site C0002 in the Nankai Trough and the Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt.

IODP Site C0002 is located within the Kumano forearc basin. Multiple drilling operations aim to reach the megasplay fault (~5200 m below sea floor (mbsf)), and samples down to 3058.5 mbsf have been recovered so far. For tectonic reconstruction of megasplay fault and/or decollement depths, which are a seismogenic zone of the inner accretionary wedge, I performed vitrinite reflectance analysis and zircon U-Pb dating for clarifying sediment provenance and depositional ages using cuttings collected every 100 m between 870.5 and 3058.5 mbsf at Site C0002. Although  $R_o$  values of vitrinite reflectance tend to increase with depth, a reversal exists at 2400–2600 mbsf, suggesting the existence of a thrust fault with a vertical offset of ~700 m. The youngest detrital zircon U-Pb age of the cuttings from 2600.0 mbsf is ~7.41 Ma, which is obviously younger than shipboard nanofossil ages (9.56–10.54 Ma) at 2245.5 mbsf. This age reversal between 2245.5 and 2600.0 mbsf strongly supports the existence of a thrust at 2400–2600 mbsf. An estimated paleogeothermal gradient (~120°C/km) is higher than that of present Site C0002, which was caused by heating in prior to subduction included the vicinity of the trench axis, heat flow is high. Despite similar depositional age and paleogeothermal gradient, lithofacies in the hanging- and footwall of the 2400–2600 mbsf thrust fault are different; volcanoclastic sediments are rare in the footwall. The lack of volcanoclastic sediments corresponding to the Middle Shikoku Basin facies in the footwall of the thrust suggests that sediments below ~2600 mbsf have similar sedimentation background to that of present off-Muroto input site sediments. The evolutionary process of the accretionary wedge constrained in this study suggest that Site C0002 sediments were heated in the vicinity of trench axis at ~4 Ma, and transferred from the outer to inner wedge at ~2 Ma.

IODP Site C0002 is dedicated to sample return and in-situ monitoring at the seismogenic zone.

Understanding of exposed fossil seismogenic faults is significant for planning a strategy of ultra-deep drilling science. Nobeoka Thrust is a fossilized tectonic boundary thrust in the Shimanto Belt, the Cretaceous-Paleogene Shimanto accretionary complex in southwest Japan. Paleotemperature estimation using illite crystallinity (IC), the full width at half maximum of the illite (001) peak in clay-fraction X-ray diffraction (XRD) presents methodological ambiguity because IC is not only affected by background temperature but also by mechanical, hydrothermal, and surface weathering effects. To clarify the influences of these effects on IC in the fault zone, I analyzed the IC and the illite 001 peak intensity of continuous borehole core samples from the Nobeoka Thrust. I also carried out grinding experiments on borehole core samples and sericite standard samples as starting materials and investigated the effect of mechanical comminution on the IC and illite peak intensity of the experimental products. Paleotemperatures of the hanging- and footwall of the Nobeoka Thrust estimated by IC are 288°C to 299°C and 198°C to 249°C, respectively. The principal slip zone (fault core) of the Nobeoka Thrust does not exhibit IC decrease, suggesting that temperature rise caused by frictional heat and/or hot hydrothermal fluid flow was limited. The correlation of IC and illite peak intensity in the brittle deformation zone of the hanging wall were well reproduced by the grinding experiment, suggesting that the effect of mechanical comminution increases toward the PSZ. Abrupt increase in IC value accompanied by high illite peak intensity observed immediately above the PSZ is explained by hydrothermal alterations including plagioclase breakdown and the formation of white micas, also supported by Na decrease in the PSZ and the footwall detected by XRF two-dimensional mapping. These results indicate that systematic mineralogical changes such as IC across a fault zone has potential for quantifying the effects of thermal, mechanical and chemical effects within a fault zone.

Taking the results produced from the drilled samples of Site C0002 and the Nobeoka Thrust into consideration, I estimated the possible mineralogical changes across the megasplay fault beneath the Site C0002.

(1) Depositional age of underthrust sediments immediately beneath the décollement at the toe of accretionary wedge is ~4 Ma, whereas the oldest sediments at the Site C0002 is ~11 Ma. Assuming that underthrust sediments continues to the depths, ~7 m.y. age difference across the hanging- and footwall is expected.

(2) Experienced maximum temperatures prior to subduction exceeds modern temperatures at megasplay fault depths beneath the Site C0002 when Site C0002 source sediments was thicker than ~1 km. In that case a sudden decrease in vitrinite reflectance is expected across the megasplay fault.

(3) Meter-scale mineralogical and chemical anomalies caused by mechanical comminution and hydrothermal alteration are expected to be observed across the PSZ of megasplay fault. Contrasting to millimeter-scale temperature anomalies caused by frictional heat along slip surfaces, they will be detected by illite crystallinity and major element geochemistry of bulk rock samples.

These predictions will be tested when the drilling reaches the megasplay fault and material are recovered.



## 目次

ABSTRACT:.....	
目次 .....	
<b>1. はじめに .....</b>	<b>- 1 -</b>
1.1. 沈み込み帯における地震発生帯.....	- 2 -
1.2. 南海トラフと四万十帯の大構造と温度.....	- 4 -
1.2.1. 南海付加体の大構造および地温勾配.....	- 4 -
1.2.2. 被熱反応物質および年代指標を用いた陸上付加体研究.....	- 7 -
1.3. 巨大分岐断層の地球物理学的探査と物質科学.....	- 10 -
1.3.1. 南海トラフの巨大分岐断層.....	- 10 -
1.3.2. 四万十帯延岡衝上断層.....	- 11 -
1.4. 本研究の目的と論文の構成.....	- 12 -
<b>2. 南海トラフ深部掘削 SITE C0002 の付加体発達史.....</b>	<b>- 14 -</b>
2.1. 地質概略 .....	- 14 -
2.2. 試料 .....	- 19 -
2.3. 手法 .....	- 20 -
2.3.1. ビトリナイト反射率.....	- 20 -
2.3.2. 炭質物ラマン分光分析.....	- 22 -
2.3.3. 碎屑性ジルコン U-Pb 年代.....	- 24 -
2.4. 結果 .....	- 31 -
2.4.1. ビトリナイト反射率.....	- 31 -
2.4.2. 炭質物ラマン分光分析.....	- 36 -
2.4.3. 碎屑性ジルコン U-Pb 年代.....	- 39 -
2.5. 議論 .....	- 63 -
2.5.1. 堆積物の後背地.....	- 63 -
2.5.2. ビトリナイト反射率測定とラマン分光分析の結果の比較.....	- 63 -



2.5.3.	海底下2400–2600 m の断層.....	- 66 -
2.5.4.	最高被熱温度及び被熱履歴.....	- 67 -
2.5.5.	Site C0002 の付加体堆積物の起源.....	- 75 -
2.5.6.	Site C0002 の付加体堆積物の発達史.....	- 79 -
2.6.	結論 .....	- 83 -
<b>3.</b>	<b>四万十帯延岡衝上断層上盤の鉱物組成変化 .....</b>	<b>- 84 -</b>
3.1.	地質概略 .....	- 84 -
3.2.	試料 .....	- 89 -
3.3.	手法 .....	- 92 -
3.3.1.	粉末X線回折法による鉱物分析.....	- 92 -
3.3.2.	イライト結晶度分析.....	- 92 -
3.3.3.	粉碎実験.....	- 96 -
3.3.4.	電界放出形走査電子顕微鏡(FE-SEM)観察.....	- 97 -
3.3.5.	蛍光X線コアスキャナー分析.....	- 97 -
3.4.	結果 .....	- 99 -
3.4.1.	粉末X線回折(鉱物組成) .....	- 99 -
3.4.2.	イライト結晶度.....	- 101 -
3.4.3.	粉碎実験とFE-SEM観察.....	- 104 -
3.4.4.	蛍光X線コアスキャナー化学組成分析.....	- 107 -
3.5.	議論 .....	- 113 -
3.5.1.	最高被熱温度.....	- 113 -
3.5.2.	断層内のイライト結晶度変化の要因.....	- 114 -
3.6.	結論 .....	- 117 -
<b>4.</b>	<b>被熱反応物質からみた巨大分岐断層深部における反応と上盤の付加体発達史.....</b>	<b>- 118 -</b>
4.1.	被熱反応物質の有用性.....	- 118 -
4.2.	SITE C0002 深部における巨大分岐断層の構造推定 .....	- 120 -
4.2.1.	堆積年代からみた Site C0002 の分岐断層の年代差.....	- 120 -
4.2.2.	ビトリナイト反射率からみた Site C0002 の被熱構造.....	- 121 -

4.2.3. 延岡衝上断層のイライト結晶度変化から類推した Site C0002 の巨大分岐断層 深度における鉱物組成変化.....	- 132 -
5. まとめ .....	- 134 -
6. 未解決課題 .....	- 135 -
7. 引用文献 .....	- 138 -
8. 謝辞 .....	- 159 -



## 1. はじめに

巨大津波を伴う海溝型巨大地震は、我々の生活に大きな影響を与える。海溝型地震の発生履歴に関しては、近現代の地震観測に加えて古文書等の史料から 100 年を超える時間スケールの記録が読み解かれてきた。しかし、主に津波堆積物の研究に基づいて 2011 年東北地方太平洋沖地震と 867 年貞観地震の類似が明らかになった今日 [Fujii et al., 2011; Sawai et al., 2012; Sugawara et al., 2013], 巨大地震の発生過程は 1000 年を超える地質学的時間スケールの中で理解することが求められている。また、地震発生を模した近年の摩擦実験や破壊伝播シミュレーションからは、断層帯の構成物質や断層面の形状が地震発生・破壊伝播過程に大きな影響を与えることが報告されている [Brown et al., 2003; Ujiie et al., 2010; Tsutsumi et al., 2011; Koketsu et al., 2011; Sawai et al., 2014; Kameda et al., 2015; Moore et al., 2015]。沈み込み帯において、断層帯構成物質や断層面形状は付加体発達などの大規模なテクトニクスに規定されており、断層帯の理解のためにはその発達史を紐解くことが欠かせない。

以上のことから、地質学的時間スケールの中で地震現象を理解し、また地震発生に影響する断層帯の構成物質および断層面形状を断層帯発達史の枠組みで理解することは重要である。本研究で行った沈み込み帯の断層帯発達史に関する物質科学的研究は、海溝型地震の履歴解明および発生過程の理解を大きく進めるものであると考える。

## 1.1. 沈み込み帯における地震発生帯

沈み込み帯において、地震発生帯は、プレート境界の中で M7 以上の地震を起こしうる領域のことをさす [Dixon and Moore, 2006] (Figure 1.1; Figure 1.2). 地震発生帯は、主に温度によって規定されており、その深度の上限は 100–150°C , 下限は 350–450°C であると考えられている [Hyndman et al., 1997; Oleskevich et al., 1999]. 上限の 100–150°C とは続成作用によって堆積物が岩石化する領域であり、圧密による間隙の減少とともに、溶解 - 沈殿によるセメンテーション、粘土鉱物であるイライト - スメクタイトの相転移などが起こることにより不安定すべりが生じると考えられている [Moore and Saffer, 2001; Kimura et al., 2007]. 一方、地震発生帯の下限は、350°C から石英が流動変形を始め、より岩石が延性的に振る舞うこと、およびプレート境界が蛇紋岩化したウェッジマントルと接することなどにより規定されていると考えられている [Hyndman et al., 1997; Oleskevich et al., 1999].

また、巨大地震発生帯の周辺領域では、2000 年代以後の測地・地震波観測の高精度化に伴って「スロー地震」が各地の沈み込み帯で発見された [Obara, 2002; Okada et al., 2004; Sagiya et al., 2004; Ito et al., 2007]. スロー地震とは、通常地震よりも継続時間が長くゆっくりと破壊が進展する地震のことであり、プレート境界断層沿いに一般的な地震で起きる不安定すべりと安定すべりの中間的な滑りを起こすと考えられる。地震発生帯よりも浅部では浅部超低周波地震、地震発生帯よりも深部では深部低周波微動、長期的/短期的スロースリップなどが発生する [例えば Obara et al., 2016] (Figure 1.2).

沈み込み帯において、地震発生帯とその浅部のプレート境界断層の上盤を構成するのは、海洋プレート物質および陸源砕屑物が沈み込みに伴って海溝の陸側に付け加わることで形成される、付加体と呼ばれる地質体である。巨大地震発生帯の浅部は、観測やモデリングだけでなく、掘削による物質科学的な手法の適用が可能な深度である。掘削による付加体の構造とその発達史の解明は、地震発生理解のために重要な基礎情報となりうる。



Figure 1.1 Map showing the distribution of subduction zones of the world. Accretionary margins are shown with solid bars on the plate boundary, while open bars mark erosive margins. Modified from Clift et al. [2004].

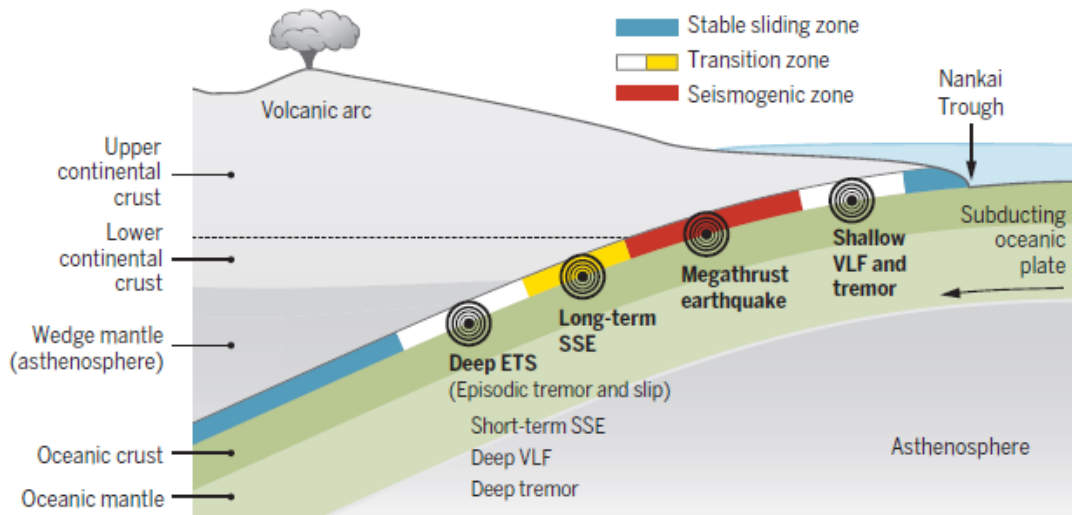


Figure 1.2 Cross section of a subduction zone (based on the Nankai subduction zone) showing various types of slow earthquake. SSE, slow slip event; VLF, very low frequency. Modified from Obara et al. [2016].

## 1.2. 南海トラフと四万十帯の大構造と温度

### 1.2.1. 南海付加体の大構造および地温勾配

#### 1.2.1.1. 南海付加体の基本構造

西南日本の南海トラフでは、フィリピン海プレートがアムールプレート下に沈み込んでおり、大規模な付加体が発達する (Figure 1.1). 南海トラフでは、1944年東南海地震や1946年南海地震をはじめ、海溝型巨大地震が過去に繰り返し発生している [例えば, Ando, 1975].

沈み込む海洋プレートと陸側プレートとの境界のほぼ水平な断層をデコルマ (décollement) と呼ぶ (Figure 1.3). デコルマよりも上位の堆積物はデコルマから派生した衝上断層によって切られて付加し、覆瓦構造をなす前縁付加体を形成する. この作用をはぎ取り付加 (off-scraping) と呼び、南海トラフでも多くの反射法地震探査断面で確認されている [Moore et al., 2001; Moore et al., 2007 など]. 前縁付加体が海側への順序だった衝上断層 (in-sequence thrust) による覆瓦構造で特徴づけられるのに対して、より陸側ではそれを断ち切る順序外断層 (out-of-sequence thrust ; OOST) が見られる. 海溝陸側斜面の中部から上部にかけての崖の連続は、複数の順序外断層の発達で形成されたもので、これらの断層は付加体の厚化をもたらす (Figure 1.3). この順序外断層帯でみられる衝上断層は、付加体前縁部に発達する断層のようにデコルマから等間隔に派生せず、デコルマから大きく枝分かれをしていることから分岐断層 (splay fault) とよばれる [例えば, Park et al., 2002].

付加体は、覆瓦構造がよく発達する海側のアウターウェッジと変形の少ない陸側のインナーウェッジに分けられる. アウターウェッジは定常的に変形して地震時には速度強化を起こす一方、インナーウェッジは普段は固着して変形が少ない部分であり、地震時に速度弱化をおこすとされている [Wang and Hu, 2006]. 巨大分岐断層が海底に到達する位置は、インナーウェッジとアウターウェッジの境界にあたり、付加体の厚化する位置とおおむね一致する. その近辺は地質的・地形的な転換の場とも一致し、遷移帯 (transition zone) とも呼ばれている [Kimura et al., 2007]. 熊野沖の反射断面で巨大分岐断層の認められる領域と1944年東南海地震時の津波を引き起こした断層のすべりの範囲がほぼ一致することから [Park et al., 2002], 分岐断層は津波を引き起こした震源断層の有力候補と考えられている.

南海トラフで発生する、津波を伴う巨大地震の理解のために、地球物理学・地質学の以下のような統合的な研究が行われ、多くの成果が得られている.

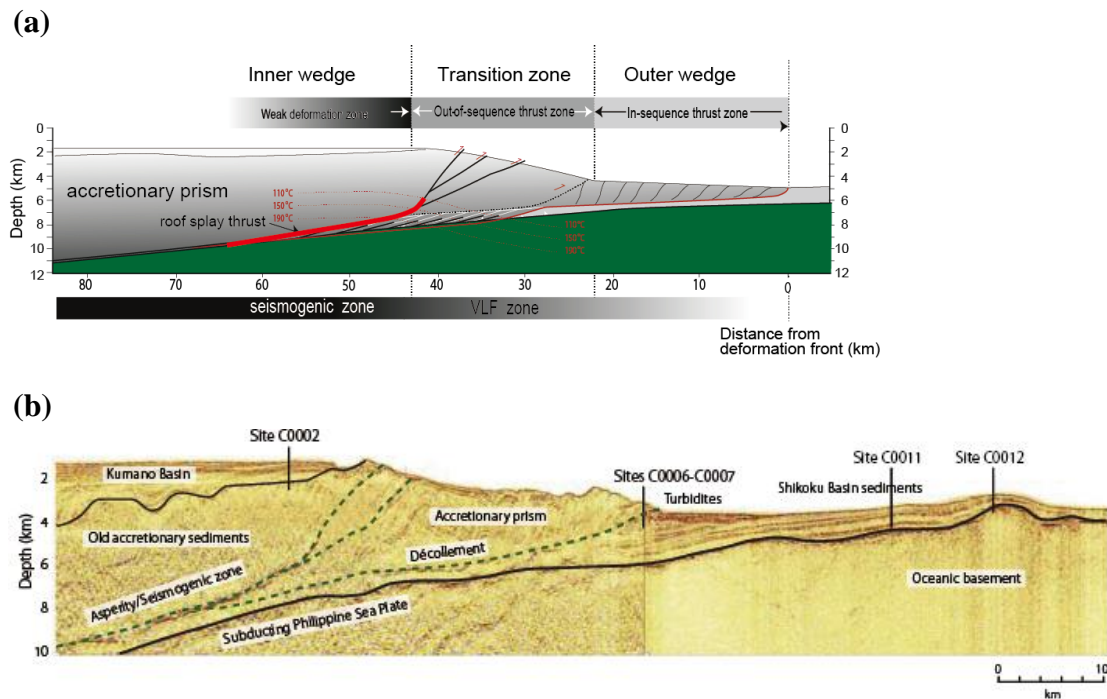


Figure 1.3 (a) Model of cross section in accretionary prism (modified from Kimura et al. [2012]) (b) Seismic cross section of the IODP NanTroSEIZE drilling transect area (modified from Henry et al. [2012]), showing the NanTroSEIZE drill sites (Site C0002, Site C0007, Site C0011 and Site C00012). Green dash lines show splay fault and décollement.

#### 1.2.1.2. 南海付加体の地温勾配

巨大地震発生帯の範囲は温度によって規定されていると考えられている [Hyndman et al., 1997]. 現在の地温勾配は、熱流量測定や熱物性計測に基づいて推定されている。

巨大分岐断層上盤を掘削している南海トラフ熊野沖の統合国際深海掘削計画 (Integrated Ocean Drilling Program; IODP) Site C0002 近辺では、地温勾配は 20–30°C/km と考えられている [例えば, Harris et al., 2011; Spinelli and Harris 2011; Hamamoto et al., 2011; Sugihara et al., 2014] (Figure 1.4). その中でも Sugihara et al. [2014] は、掘削孔内の二年間の長期温度観測の結果から、海底下 900m (meter below sea floor; 以下 mbsf) の温度は、37.9°C で熱流量が  $56 \pm 1 \text{ mW/m}^2$  であることを示した。また、掘削試料の物性から熱伝導率を求め、熱流量から一次元熱伝導方程式によって巨大分岐断層の温度を推定した。Sugihara et al. [2014] によるとその地温勾配は 21.9–25.8°C/km と推定されており、これは最も物質科学的手法に基



づいている推定である。これらの地温勾配に基づけば、巨大分岐断層深度である、Site C0002 の約 5200 mbsf の温度は 100–150°C 程度と推定される [Harris et al., 2011; Spinelli and Harris 2011; Hamamoto et al., 2011; Sugihara et al., 2014] (Figure 1.4).

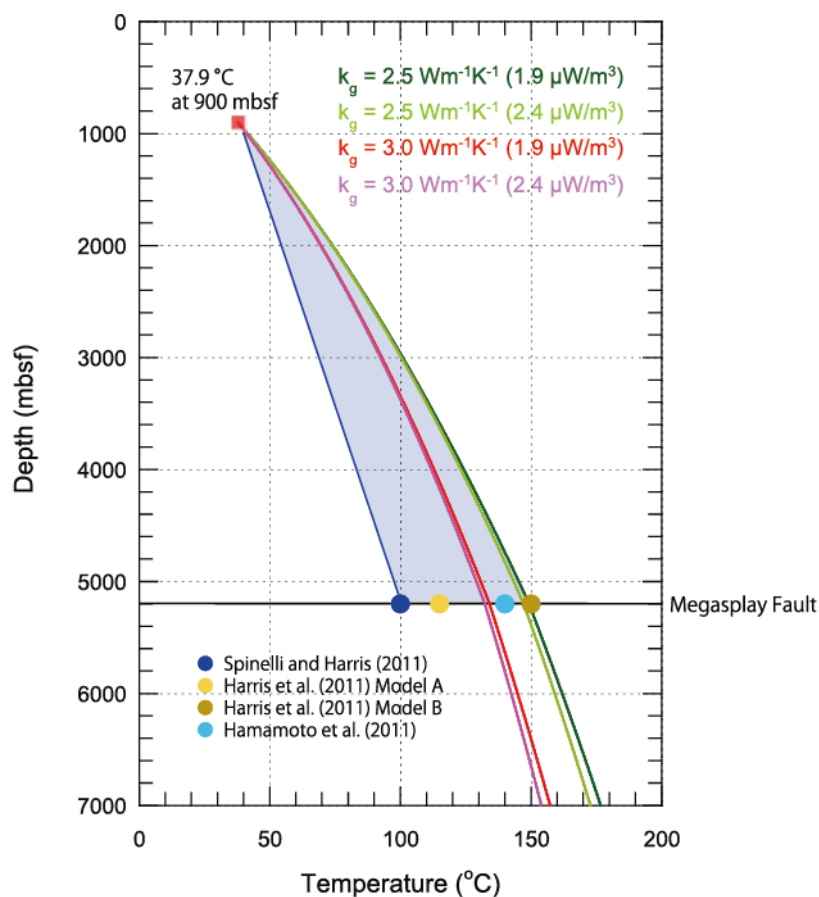


Figure 1.4 Results of previous studies estimating temperature profiles from 900 to 7,000 mbsf. Temperature-depth profile based on in-situ temperature from the long-term borehole monitoring system (LTBMS) and basal heat flow at 900 m below the sea floor (mbsf; pink square). Temperature data of Sugihara et al. [2014] are also compared with estimates reported in previous studies [Harris et al., 2011; Spinelli and Harris, 2011; Hamamoto et al., 2011]. Sugihara et al. [2014] assumed parameters are grain thermal conductivity ( $2.5\text{--}3.0\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$ ) and radio active heat production ( $1.9\text{--}2.4\ \mu\text{W}/\text{m}^3$ ). Purple shadow is presumed modern temperature range from 900 mbsf to 5200 mbsf. Modified from Sugihara et al. [2014].

## 1.2.2. 被熱反応物質および年代指標を用いた陸上付加体研究

### 1.2.2.1. 四万十帯

西南日本の四万十帯は白亜紀～新第三紀の付加体で、南海トラフの陸上アナログと考えられている（3章）。四万十帯ではおもに1980年代後半から2000年代前半にかけて、ビトリナイトやイライトなどの被熱反応物質を用いて推定された地質体の最高被熱温度から大構造の解釈を行う研究が盛んになされてきた。四万十帯の最高被熱温度は、ビトリナイト反射率から150–320°C [例えば, Mori and Taguchi, 1988; Underwood et al., 1993; Sakaguchi, 1996; Ohmori et al., 1997; Kondo et al., 2005] と推定され、被熱後の逆断層運動による古地温構造の繰り返しが認められている [Sakaguchi, 1996; Ohmori et al., 1997]。流体包有物から求めた温度圧力条件は、四万十帯北帯のメランジュでは80–260 MPa, 150–260°Cを示した [Sakaguchi et al., 1999; Hashimoto et al., 2003]。さらに、九州の延岡衝上断層ではKondo et al. [2005]によってビトリナイト反射率から求めた上盤（最高被熱温度約320°C）と下盤（最高被熱温度約250°C）の被熱温度差から逆断層の変位量が見積もられた。これらの被熱反応物質を用いた温度の議論から、付加体の大構造や、構造的に不明瞭であった逆断層を定義する議論に発展し、また四万十帯は巨大地震の発生する温度帯（上限100–150°C, 下限が350–450°C [Hyndman et al., 1997; Olesvkevich et al., 1999]）を経験した地質体であることがわかってきた。

### 1.2.2.2. 三浦・房総付加体

南海付加体の今まで掘削された最深部（海底下約3 kmbsf）に相当する深度の陸上アナログは、三浦・房総半島に分布する新第三紀付加体（三浦・房総付加体）と考えられている [例えば, Yamamoto et al., 2005; Yamamoto et al., 2016]。三浦・房総付加体では、ビトリナイト反射率から得られた最高被熱温度は<50°Cから65–90°Cまで様々な値を示し、局所的には140°Cを示す [Yamamoto et al., 2005; Yamamoto et al., 2016]。三浦・房総付加体は、沈み込み帯において1 kmbsfより浅部に存在していた層や3–5 kmbsfに存在していた層であると推定されている [Yamamoto et al., 2005; Yamamoto et al., 2016]。

巨大地震発生帯は100–450°C程度の温度域であり [Oleskevich et al., 1997; Hyndman et al., 1999]、その浅部は、三浦・房総付加体との対比が一部可能であると考えられる。しかし、

地震発生帯の温度領域のほとんどは三浦・房総付加体の被熱温度よりも高温である。よって、掘削によって未だ到達していない地震発生帯深部の被熱構造や発達史、またその変形機構の理解は、三浦・房総付加体に加えて、四万十帯との比較が重要であると考えられる。

#### 1.2.2.3. イライト結晶度

粘土鉱物であるイライトの結晶度は、ビトリナイトと同様、1990年代から地質温度計として使われており [例えば Underwood et al., 1986 など], 四万十帯にも適用されている [例えば, Ditullio et al., 1993; Awan and Kimura, 1996; Tanabe and Kano, 1996]. 2000年代では、流体包有物とイライト結晶度の分析を組み合わせて行うことで、270–300°Cの温度条件に対して圧力条件に制約を与えた例がある [Hara and Hisada, 2007]. また、イライト結晶度と、イライトに  $K^+$  が多く含まれることを利用した K-Ar 年代や、放散虫の微化石年代といった年代学を組み合わせることで、断層の活動時期に関する議論を行った例もある [Hara and Kimura, 2008; Hara and Kurihara, 2010]. 九州四万十帯の延岡衝上断層では、イライト結晶度から求めた最高被熱温度は上盤約 300°C, 下盤約 250°C であり、その変位量は 6.7–11.6 km と見積もられている [Mukoyoshi et al., 2009]. このように、ビトリナイトと同様に、付加体の大構造に迫る議論がイライト結晶度を用いてもなされている。

#### 1.2.2.4. 炭質物ラマン分光分析

被熱反応物質である炭質物には、弱変成帯の温度領域で結晶変成度の発達がみられる [Yui et al., 1996]. よって、ビトリナイト反射率だけでなく、炭質物のラマン分光分析法も有用な地質温度計として使用されており [例えば, Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005], 日本でも三波川帯などの変成帯に適用されてきた [例えば, Aoya et al., 2010]. Lahfid et al. [2010] は、更に低い温度で形成されるピークとして D4 バンドを定め、これによって変成帯より低い温度領域の地質温度計として炭質物ラマン分光分析を使用することが可能になった。これを受けて、Koketsu et al. [2014] では低温変成帯から弱変成付加体の炭質物ラマン地質温度計を提案した。また、Furuichi et al. [2015] では、南海トラフの浅部掘削試料に対してラマン分光分析を行っており、更に低温度領域のピークを提案している。ただ、Furuichi et al. [2015] では、高速摩擦試験からの断層運動による炭質物熟成度の上昇を議論しているた

め、地質温度計としての議論はなされていない。

#### 1.2.2.5. 付加体の大構造解明のための碎屑性ジルコン年代学

ジルコンの U-Pb 年代測定法は、もともとは古い試料への適用例が多く、その最たる例として地球最古の岩石の年代測定に用いられた [Froude et al., 1983; Compson and Pidgeon, 1986]. この年代法は、現在は古いジルコンだけでなく、数 10Ma より若い年代に対しても広く適用されている [新正ほか, 2003; Tani et al., 2010; Suganuma et al., 2015]. Ito et al. [2014] では、二重収束タイプの ICP-MS を用いた年代測定から、0.1 Ma に噴出したとされる洞爺テフラの年代を議論しており、若い年代まで適用可能である。

2000 年代には、河川の砂や、陸上に露出する堆積岩のうち主に凝灰岩と砂岩中に含まれる碎屑性ジルコンの U-Pb 年代について、それらの風化する前の珩長質火成岩である後背地を推定する試みが活発に行われている [例えば, Tsutsumi et al., 2009; Isozaki et al., 2010; Fujisaki et al., 2014]. 陸上の付加体中の碎屑性のジルコンから堆積年代を近似する試みも行われている [例えば, Shibata et al., 2008; Aoki et al., 2012; Aoki et al., 2013].

Clift et al. [2013] は、南海トラフの掘削試料に碎屑性ジルコン U-Pb 年代と、碎屑性ジルコンと碎屑性アパタイトの Fission Track 年代を適用し、四国海盆の堆積物と日本の河川や陸上付加体の試料との比較を行った。彼らはまた、足摺沖の海溝充填堆積物のジルコンの試料から揚子地塊の中国起源の古いジルコンの存在を指摘し、フィリピン海プレートの運動復元について議論した。なお、この議論に用いた海底試料は、前縁付加体および海溝斜面堆積物と海溝充填堆積物で、全ての掘削試料が 800 mbsf より浅部から採取されたものであり、より深部の掘削試料は用いられていない。

### 1.3. 巨大分岐断層の地球物理学的探査と物質科学

#### 1.3.1. 南海トラフの巨大分岐断層

現世の付加体の大構造推定の多くは、反射法地震探査などの物理探査によりなされている。南海トラフでは、地震波の解析から 1944 年の東南海地震のすべり量が求められており [谷岡, 2001], 津波インバージョンによる結果 [Cummins and Kaneda, 2000] からプレート境界断層から派生する巨大分岐断層が津波を起こしたと考えられている [Park et al., 2002]. Moore et al. [2007] では、3 次元地震波反射断面の詳細な解析によって、巨大分岐断層は海底面まで続いており、巨大分岐断層が動くことによって津波を起こしうると報告している。

インナーウェッジ下の巨大分岐断層およびデコルマの位置に関しては、これまでに複数の解釈が提案されている。Park et al. [2002] はデコルマは外縁隆起帯下で海洋地殻内にステップダウンすると解釈したが、Moore et al. [2007] はそれを否定した。Kamei et al. [2012] および Tsuji et al. [2014] は、海底地震計を用いた波形トモグラフィーから推定された速度構造および  $V_p/V_s$  比から、先端部のデコルマの延長はこれまで巨大分岐断層とされてきた反射面に連続しており、巨大分岐断層はプレート境界として機能しているとの新解釈を提案した。この Kamei et al. [2012] および Tsuji et al. [2014] の、巨大分岐断層はプレート境界として機能しているとの報告から、本研究ではインナーウェッジ内での付加体深部に存在する巨大分岐断層に着目する。

物理探査と掘削を統合した研究の例として、Strasser et al. [2009] では、反射断面と掘削試料の堆積年代や岩相の層序から浅部数百 m の付加体の発達史について述べ、1.95 Ma に巨大分岐断層の運動が活発であり、1.55 Ma にはアウターリッジを形成していたことを報告している。

巨大地震を発生させる巨大分岐断層やデコルマの掘削試料を用いて物質科学的特徴を議論した例もある。アウターウェッジの付加体浅部先端のデコルマは、高間隙水圧帯であり、応力・歪の不連続面であることが掘削試料の解析から知られている [Ujiie et al., 2003]。また、巨大分岐断層の浅部 (271 mbsf) の掘削コア試料を使用して、断層面の摩擦発熱に伴う炭質物ビトリナイト反射率の上昇 [Sakaguchi et al., 2011] や粘土鉱物のイライト化 [Yamaguchi et al., 2011b] が報告されている。これらは、被熱反応物質を用いた大きな成果である。

それに対して、室内実験や地震計を用いた観測による速度構造から間隙水圧比を推定することによって、巨大分岐断層では高間隙水圧比でかつ低い有効垂直応力を示すと推測されてきたが [例えば, Tsuji et al., 2008; Tobin and Saffer, 2009; Kitajima and Saffer, 2012; Tsuji et al., 2014], その場の物質に基づく推定は未だなされていない。

### 1.3.2. 四万十帯延岡衝上断層

四万十帯を北帯と南帯に二分する九州の延岡衝上断層は、巨大分岐断層震源域の陸上アナログと考えられ、ここ 10 年で数多くの構造地質学的研究が行われてきた (例えば, Kondo et al., 2005; Yamaguchi et al., 2011a; Kimura et al., 2013)。ビトリナイト反射率から求めた最高被熱温度は、上盤は 320°C、下盤は 250°C とされている [Kondo et al., 2005]。この温度域は深部の巨大地震発生帯の理解の鍵となると考えられる。

延岡衝上断層では、将来の南海トラフ巨大分岐断層震源域の掘削と比較するために、2011 年 7 月～9 月に断層帯を貫く陸上科学掘削が行われ、掘削コア試料が採取された (延岡衝上断層掘削プロジェクト; NOBELL)。掘削サイトでは、掘削コア試料の記載および物理検層を行い、後には露頭とコア試料との比較、様々な空間スケールでの観察や物理化学的解析がなされた。NOBELL により、陸上付加体の巨大分岐断層と現世の南海付加体を、掘削試料のスケールで比較することが可能になった。Hamahashi et al. [2013] では、検層データから延岡衝上断層直上で間隙圧の減少と直下の増加などの物性の変化を捉えた。今後、物質科学的な手法を用いてのコアの解析が必要とされている。

#### 1.4. 本研究の目的と論文の構成

現在の南海付加体の大構造の推定は、主として反射法地震探査などの地球物理学的手法によって行われてきた [Park et al., 2002; Moore et al., 2007; Bangs et al., 2009; Kamei et al., 2014; Tsuji et al., 2014]. それらによって推定された物性に基づく議論は行われているが、付加体の発達史への理解には、物質科学的手法を用いた研究が不可欠である。

被熱反応物質や放射年代を用いた付加体発達史に関わる研究は、そのほとんどが陸上に露出する付加体を対象としており、実際の現世付加体試料を用いた研究は少ない。現世付加体の議論がなされているのは、数百 mbsf までという浅部のアウターウェッジのみであり [例えば, Sakaguchi et al., 2011; Yamaguchi et al., 2011b], 特にインナーウェッジに関する適用はない。

IODP Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment (NanTroSEIZE) の Stage 3 では巨大分岐断層とプレート境界断層を目標として掘削が進められている。掘削の行われている Site C0002 は、巨大分岐断層には未だ到達していないものの、南海付加体において最深であるばかりか、科学海洋掘削における現時点で最深の掘削点である。Site C0002 では、IODP Expeditions 338, 348 によってライザー掘削が行われ、掘削削り屑であるカッティングスが連続的に採取された。また、四万十帯の延岡衝上断層を掘削した NOBELL コアは、断層帯を貫通し、99.82%もの高い回収率でコアが得られている。これらの掘削試料を利用した系統的な分析によって、スポット的なサンプリングでは発見できなかった変化を明らかにできることが期待される。

本研究では、南海トラフ Site C0002 と延岡衝上断層から得られた、深度方向に連続する掘削試料を利用し、系統的かつ緻密な被熱反応物質分析と年代分析や陸上付加体との比較を行う。それによって、巨大分岐断層上盤を構成する現世および過去の付加体の発達史を解明することが本研究の目的である。

本論文の構成を以下に示す。2章では、南海トラフ Site C0002 から得られた掘削試料（主にカッティングス）のビトリナイト反射率測定、炭質物ラマン分光分析、砕屑性ジルコン U-Pb 年代測定から付加体の大構造の復元と発達史の解明を行う。3章では、延岡衝上断層の掘削コア（NOBELL コア）を用いた鉱物・化学分析結果、特にイライト結晶度により復元された断層帯内部の摩耗・流体移動について述べる。それらを統合し、4章では手法とし

での被熱反応物質の有用性と Site C0002 深部における巨大分岐断層の構造推定についての議論を展開する。後者の議論では、掘削での分岐断層をはさんだ年代差，最高被熱温度差，および断層帯内部の粉碎と熱水変質の影響の検出の可能性，という 3 つの観点から総合的に議論し，現在の巨大分岐断層の大構造と断層内プロセスを推定する。



## 2. 南海トラフ深部掘削 Site C0002 の付加体発達史

本博士論文中、2章（pp.14-83）の部分は、Geophysical Research Letters 誌，Nature 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、学位授与日から 5 年間インターネットでの公表をすることができません。

### 3. 四万十帯延岡衝上断層上盤の鉱物組成変化

#### 3.1. 地質概略

西南日本外帯の構造要素である四万十帯は、関東山地から赤石山地、紀伊半島、四国、九州、南西諸島にかけて分布する白亜紀-新第三紀の付加体である。四万十帯の北帯と南帯を分ける構造境界断層として、四国では高角の断層である安芸構造線、その延長として九州では低角な断層である延岡衝上断層が存在する (Figure 3.1)。四万十帯の内部は、地層の連続性が保持されているコヒーレント層 (整然層) と、地層が分断され泥質基質中に砂岩、チャート、玄武岩などのさまざまな岩塊を含むメランジュに分類されている [平ほか, 1980; Taira et al., 1988]。北帯は、前期白亜紀から後期白亜紀の年代を示し、九州では諸塚層群、槇峰層群や北川層群、四国では下部四万十累層群や日和佐層群が構成要素である (Figure 3.1)。北帯の岩相は、九州では、諸塚層群は砂岩相とメランジュからなり、槇峰・北川層群は主に千枚岩が卓越する [村田, 1998]。また、九州東部の大崩山付近では中新世の大崩山-深成複合岩体の花崗岩・環状岩脈などが諸塚・槇峰両層群を貫いている [今井ほか, 1982; Takahashi, 1986]。四国では白亜系-古第三系浅海相の上にフリッシュまたはスランプ相とメランジュが繰り返している [平ほか, 1980]。南帯は、始新世から後期中新世の堆積年代を示し、九州では日向層群や日南層群、四国では幡多層群や室戸半島層群が構成要素である (Figure 3.1)。南帯の岩相は、九州では砂岩とメランジュからなり、それらが低角な衝上断層で積み重なる [村田, 1999]。四国では、フリッシュまたはスランプ相やメランジュの繰り返しの上に中新統浅海相や中新統の花崗岩の貫入がみられる [平ほか, 1980]。

付加体で発達するメランジュは、堆積性、構造的、ダイアピルまたは注入性という三種に大別される [Cowan et al., 1985]。四万十帯のメランジュは、1980年代初頭には海溝付近において海洋性物質が崩壊し、陸源砕屑物と混合することによって形成された堆積性メランジュ (オリストストローム) と考えられてきた [平ほか, 1980 など]。しかし、メランジュの構造地質学的研究が進むにつれ、それらが規則的な剪断組織を有していること [Taira et al., 1988; Kimura and Mukai, 1991; Onishi and Kimura, 1995]、変形構造と調和的な鉱物脈の形成温度圧力条件の推定 [Hashimoto et al., 2003] などから、四万十帯のメランジュの大部分

は、プレート境界における剪断の後に底付け付加した構造的メランジュ (tectonic mélange) であることが判明した [例えば Kimura et al., 2012].

四万十帯の最高被熱温度は、ビトリナイト反射率から 150–300°C [Mori and Taguchi, 1988; Underwood et al., 1993; Sakaguchi, 1996; Ohmori et al., 1997] と推定されている。また、被熱後の逆断層運動による古地温構造の繰り返しが認められる [Sakaguchi, 1996; Ohmori et al., 1997]. 巨大地震の発生する温度帯は、上限が 100–150°C, 下限が 350–450°C と考えられており [Hyndman et al., 1997; Olesvkovich et al., 1999], 四万十帯は巨大地震発生帯の温度領域を経験した地質体であることがわかってきた。また、海洋地殻直上の遠洋性/半遠洋性堆積物と陸源碎屑物の間の年代差は北帯で約 70–30 m.y. であり [Taira, 1988], 南部ほど年代差が小さくなる傾向があること、南帯では遠洋性堆積物が存在しないことから、四万十南帯および北帯南部は、形成後 30 m.y. 以内の比較的若い海洋プレートの沈み込みにより形成されたと考えられる。一方、現在の南海トラフには 21–15Ma に形成された四国海盆が沈み込んでおり [Okino et al., 1999], 沈み込むプレートの年代の類似から四万十帯は南海トラフの現世付加体の陸上アナログと考えられてきた [Taira et al., 1988]. 特に地震発生深度においてプレート境界の剪断を被った構造的メランジュは、南海トラフ地震発生帯の陸上アナログとみなされ [木村ほか 2002; 木村・木下編, 2009], 多くの研究が行われてきた。

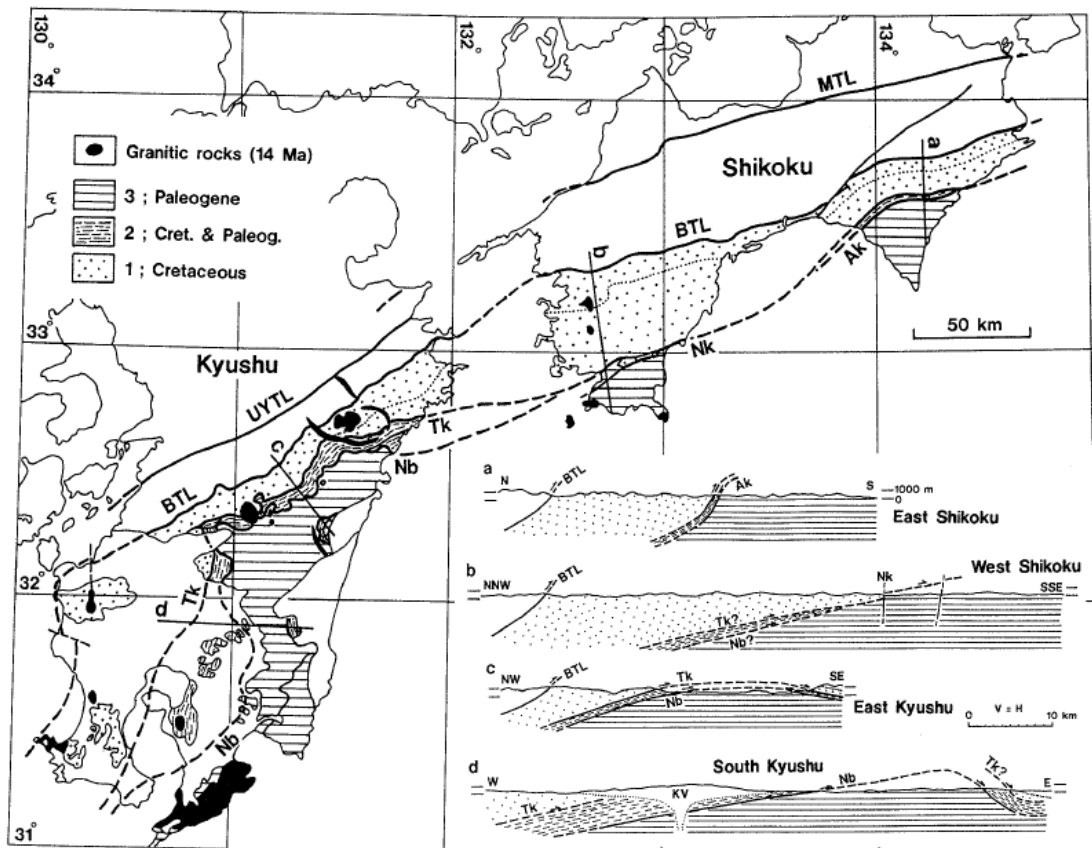


Figure 3.1 Distribution of lithological features and the cross section in Kyushu-Shikoku Shimanto Belt. 1: Cretaceous (Morotsuka Group in Kyushu and Lower Shimanto Group in Shikoku), 2: Cretaceous and Paleogene (Makimine Group and Kitagawa Group in Kyushu, Hiwasa Group in Shikoku), 3: Paleogene (Hyuga Group and Nichinan Group in Kyushu, Hata Group and Murotohanto Group in Shikoku). Nb is the Nobeoka Thrust. Cross section showing (a) East Shikoku (near the Muroto), (b) West Shikoku (near the Ashizuri), (c) East Kyushu, and (d) South Kyushu. Cited from Murata (1998)

延岡衝上断層は九州四万十帯を北帯・南帯に分ける構造境界断層である [木村, 1998; 村田, 1998; Kondo et al., 2005] (Figure 3.2 a, b). 四万十帯の大部分の場所において北帯・南帯はそれぞれ白亜系, 古-新第三系に対応するが, 九州東部においては北帯南縁に古第三系である北川層群が含まれる. すなわち, 九州山地において延岡衝上断層は白亜系槇峰層と古第三系日向層群の境界をなすのに対し, 九州東部沿岸では延岡衝上断層は古第三系北川層群と古第三系日向層群の境界をなす. 延岡衝上断層は, 延岡市東海の五ヶ瀬川河口東方約

1.7 km の地点において海食台に、その上下の剪断帯も含めた良好な連続露頭が露出しており、この露頭を対象に数多くの研究が行われてきた [例えば Kondo et al., 2005; Yamaguchi et al., 2011a; Kimura et al., 2013; Figure 3.2].

延岡市東海において、延岡衝上断層の上盤は千枚岩を主として変形した砂岩泥岩互層を含む始新統の北川層群浦城層からなり [奥村ほか, 1985; Kondo et al., 2005], 一方下盤は泥質基質中に砂岩や凝灰岩 (一部玄武岩) を含んだメランジュである始新統の日向層群神門層からなる [Nishi 1988; Kimura et al., 1991; Kondo et al., 2005; Hara and Kimura et al., 2008]. 延岡衝上断層を境にして、上盤と下盤では岩相と古地温構造に大きな差異を有している. ビトリナイト反射率から推定された最高被熱温度は上盤約 320°C, 下盤約 250°C であり, 両者の間の約 70°C の温度差から, 延岡衝上断層沿いの変位量は約 8.6–14.4 km と見積もられている [Kondo et al., 2005]. また, イライト結晶度から求めた最高被熱温度は上盤約 300°C, 下盤約 250°C であり, その変位量は 6.7–11.6 km と見積もられている [Mukoyoshi et al., 2009]. 四万十帯の初生的な地質構造に斜交すること, および最高被熱温度獲得後に大きな変位が生じていることから, 延岡衝上断層は前縁部での付加体形成後に活動した順序外断層 (out-of-sequence thrust) であると考えられ [村田, 1998], 南海トラフの巨大分岐断層との対比がなされた [Kondo et al., 2005]. また, 上盤の剪断帯中にシュードタキライトが発見されていることから [Okamoto et al., 2006], 延岡衝上断層は地震発生深度の変形を保持していると考えられる. 以上のことから, 延岡衝上断層は南海トラフの巨大分岐断層深部の陸上アナログと考えられ [Kondo et al., 2005; Hamahashi et al., 2013], 延岡衝上断層の変形機構の解明は, 海溝型地震の理解への鍵となると考えられる.

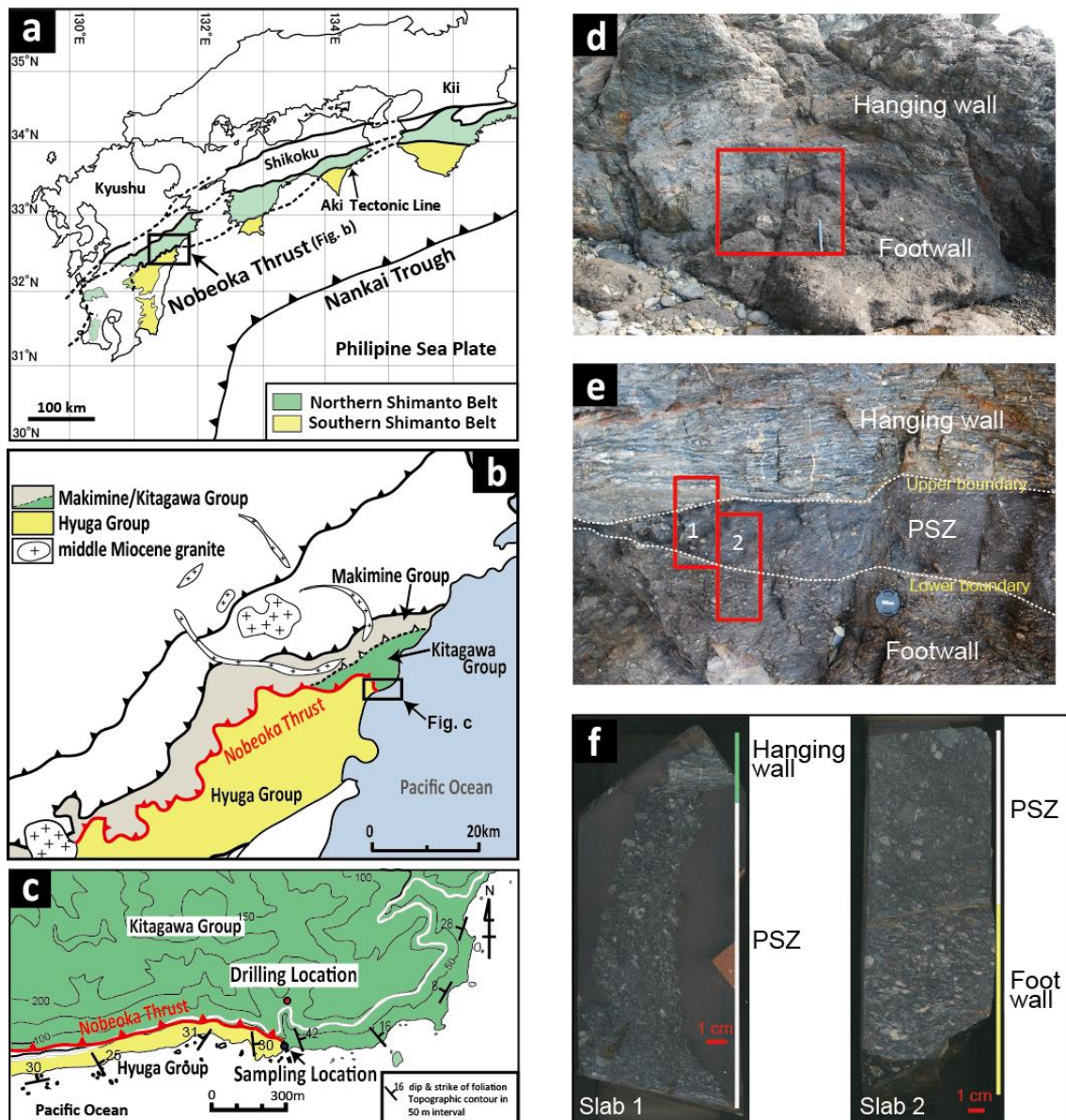


Figure 3.2 Geologic setting of the Nobeoka Thrust. (a) Geologic setting of the Nobeoka Thrust and distribution of the Shimanto Belt in southwest Japan. (b) A simplified geologic map of the Shimanto Belt in northeast Kyushu, modified from Murata (1998). (c) Geologic map of the studied area and the locality of the NOBELL drilling site (red dot) and sampling location of slabs (blue dot) for the hanging wall of the Nobeoka Thrust (modified from Kondo et al., 2005; Kimura et al., 2013; Hamahashi et al., 2013). (d) Picture of the Nobeoka Thrust and the boundary outcrop. (e) Picture showing sampling location of slabs (red square) used for XRF analysis. The upper, middle and lower parts of the slabs correspond to hanging wall, principal slip zone (PSZ) and footwall, respectively. (f) Picture of the slabs made by Kondo and Sakaguchi. Slab 1 includes hanging wall and PSZ, whereas Slab 2 includes PSZ and footwall.

### 3.2. 試料

延岡衝上断層掘削計画 (Nobeoka Thrust Drilling Project; NOBELL) は、延岡衝上断層の陸上掘削により断層帯の全変形様式を探ることで、今後掘削されるであろう南海トラフ巨大分岐断層の変形様式を推定することを目的として行われた学術掘削計画である。この掘削では、ボーリングコア試料の採取、孔内検層を2011年の7月から9月にかけて行った。ボーリングコア試料は、地下255 m (meter below ground surface; 以下 mbgs) まで掘削され、コアの回収率は99.82%であった (Figure 3.3)。孔内検層の岩石物性と併せて、深度方向に非常に連続性の良いデータセットが得られた。

延岡衝上断層の断層帯中軸部 (Principal slip zone; PSZ または fault core) は41.3–41.8 mbgsに観察され、砂岩や頁岩、石英脈の角礫を含む面構造のないカタクレサイト (Random fabric cataclasite) により構成される [Hamahashi et al., 2013]。上盤を構成する北川層群浦城層 (0–41.3 mbgs) は、頁岩中に砂岩薄層を含む千枚岩からなり (Figure 3.3 a)、圧力溶解劈開とキンク褶曲が発達する。また、劈開面に平行、および高角な石英-炭酸塩脈が発達する [Kimura et al., 2013]。また、ブロックやブーディン構造 (Figure 3.3b, c) により特徴づけられる砂岩の脆性的変形は延岡衝上断層直上にも観察され [Kondo et al., 2005; Kimura et al., 2013]、NOBELL コアでは上盤最下部 (38.8–41.3 mbgs) にも観察される。上盤最下部では、変形した千枚岩の中にシュードタキライトを含む薄い剪断面が産することが露頭の観察から報告されている [Okamoto et al., 2006]。

延岡衝上断層下盤の日向層群神門層 (41.3–255 mbgs) は、鱗片状劈開の発達する頁岩および凝灰岩質頁岩からなるマトリックス中に砂岩および酸性凝灰岩のブロックを含む構造性メランジュからなる。下盤の構造性メランジュ中には延岡衝上断層と調和的な剪断センスをもつ直線的な剪断面、およびそれに付随する複合面構造が発達し、剪断面および開口クラックを充填する石英-炭酸塩脈が濃集する。これらの変形構造は断層から離れると減少することから、下盤の構造性メランジュは四万十帯に通常見られるメランジュの変形に、延岡衝上断層の運動に伴うカタクラスティックな変形が重複して形成されたものと考えられる [Kondo et al., 2005; Yamaguchi et al., 2011a]。NOBELL コアの表面にも小断層や開口割れ目、鉍物脈が多く観察される。変形の強弱、および砂岩・凝灰岩の量によってボーリングコアの下盤は4つのユニットに分けられている [Hamahashi et al., 2015] (Figure 3.3, Figure

3.8). Unit 1 は面構造のないカタクレーサイト (Random fabric cataclasite) からなり、一方で Unit 2 から 4 までは面構造の発達するカタクレーサイト (Foliated cataclasite) からなる。112-115mbgs には断層ガウジを伴う未固結破碎帯 (brecciate zone) が存在し、Unit 2 と Unit 3 の境界をなす [Hamahashi et al., 2015]。

本研究では、NOBELL コア試料を用いてイライト結晶度に基づく最高被熱温度の推定と延岡衝上断層上盤における粉碎の影響を評価することを目的として、粉末 X 線回折法 (X-ray Diffraction ; XRD) による鉱物分析、および水ひした粉末試料のイライト結晶度解析を行った。また、粉末試料の粉碎実験を行い、実験生成物のイライト結晶度解析を行うことで粉碎の影響を再現した。更に、蛍光 X 線 (XRF) コアスキャナー分析によって、XRD 鉱物分析との比較のために元素分析を行った。XRD によって解析に用いた試料は、NOBELL ボーリングコア試料を用い、XRF コアスキャナー分析に用いた試料は、延岡衝上断層の露頭から採取された Slab 試料をそれぞれ用いた。なお、本研究の成果の大部分は Fukuchi et al. [2014] により公表済みである。



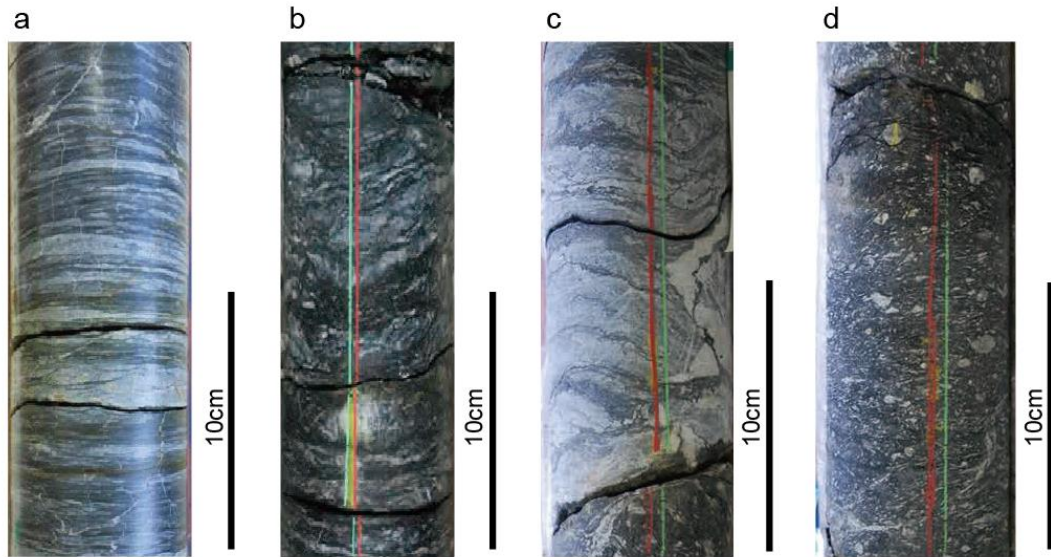


Figure 3.3 Borehole core photos showing deformational features 20 cm each of the hanging wall of the Nobeoka Thrust. Note that the photos are outward appearance of cores before splitting, and inclined planar structures such as faults and fractures are not represented as a straight line. (a) Phyllite with minor brittle deformation, 3.50–3.70 mbgs. (b) Moderately deformed brittle deformation zone, 39.40–39.60 mbgs. (c) Highly deformed brittle deformation zone just above the fault core with quartz and calcite veins, 41.10–41.30 mbgs. (d) Fault core (PSZ) consisting of random, non-foliated cataclasite including angular to subangular clasts of sandstones, shales, and quartz veins, 41.30–41.50 mbgs

### 3.3. 手法

#### 3.3.1. 粉末 X 線回折法による鉱物分析

母岩の全岩 XRD 分析のために本研究で使用した試料は、記載作業の後、掘削時やコア回収時に破碎された岩片（径：数 mm～数 cm）を中心に 3m に 1 サンプル以上の採取頻度で、計 77 試料採取した。各試料はメノウ乳鉢で粉末化し、粉末試料を試料板（アルミホルダー）の凹部に充填した。東京学芸大学に設置されている X 線粉末回折装置（理学電機社製, Ultima IV）を用いて、X 線の照射角度ごとの回折強度（XRD パターン）を以下の条件で測定した。

装置の測定条件

管球：Cu	サンプリング幅：0.0200°
管電圧：40kV	スキャンスピード：50.00° /min
管電流：20mA	走査範囲：5.00° ～70.00°
ゴニオメータ：インプレーン	モノクロ受光スリット：0.8mm
アタッチメント：標準試料台	発散スリット：1/2°
フィルタ：Ka フィルター	発散制限スリット：10mm
カウンタモノクロメータ：不使用	散乱スリット：0.8°
カウンタ：D/teX Ultra	受光スリット：開放

測定結果は、解析ソフト（Materials Data Inc., JADE6）を用いて鉱物同定を行なった。また、測定結果の中で最も強いピークの高さ（intensity）を選出し、試料内での各鉱物のピーク高さ比を求め、各試料について百分率で表わした。

#### 3.3.2. イライト結晶度分析

イライト結晶度（Illite Crystallinity; IC）は四万十帯を含む多くの地質体で広く地質温度計として用いられている [Kubler, 1968; Underwood et al., 1993; Awan and Kimura 1996; Hara and Kimura 2000; Deng et al., 2001; 向吉ほか, 2007]。イライトの結晶構造を Figure 3.4 に示す。イライト結晶度は、イライト（001）面の結晶格子間隔（10 Å）のばらつき程度のことをさす [Kubler 1968; Meunier and Velde 2013]。一般的に、 $0.25\Delta^{\circ}2\theta$  より小さい値は変成帯（epigenesis）、 $0.25\text{--}0.5\Delta^{\circ}2\theta$  を示すものは低変成帯（anchizone）、 $0.5\Delta^{\circ}2\theta$  より大きい値は続成帯（diagenesis）とされる [Gharrabi et al., 1998; Jaboyedoff et al., 2001; Meunier and Velde 2013]。

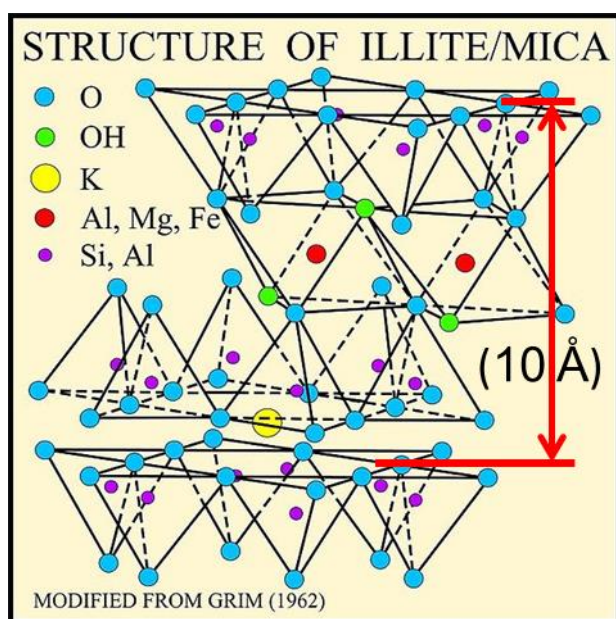


Figure 3.4 Structure of illite (modified from Grim (1962) and U. S. Geological Survey Open-File Report 01-041). Red lines and red arrow show illite (001) orientation and 10 Å interval from illite (001) orientation to next illite (001) orientation.

本研究でイライト結晶度解析に用いた試料は、基本的には NOBELL コアから約 5 m 間隔で採取し、断層帯中軸部(41.3mbgs)付近である 40–42mbgs では、約 10cm おきに採取した。試料は粉末化後に水ひによって分別し、粒径 2 $\mu\text{m}$  以下のものを用いた。詳細な手法を以下に述べる。

採取した試料をメノウ乳鉢で粉末試料にし、約 4 g とって、イオン交換水 125 ml 中にいれた。懸濁液超音波洗浄を 15 分行い、試験管 (50cc) に入れ、自然沈降法として 6~8 時間室温に放置後、スポイトで上澄みを回収した。その後、遠心分離機を使用して回転数を 3000rpm に設定し、30 分かけた。遠心分離後の上澄みを捨て、ペースト状にし約 600  $\mu\text{l}$  スライドガラスにに散布した。散布した試料は、6 時間以上自然乾燥させた。

作成した水ひ試料は、エチレングリコール (EG) 処理後、X 線粉末回折装置 (理学電機社製, RINT1000) を用いて、XRD パターンを測定した。

### 装置の測定条件

管球：Cu

管電圧：40kV

管電流：20mA

ゴニオメータ：広角ゴニオメータ

アタッチメント：標準試料ホルダー

フィルタ：不使用

カウンタモノクロメータ：全自動モノクロメータ

カウンタ：シンチレーションカウンタ(SC50)

サンプリング幅：0.010°

スキャンスピード：0.600° /min

走査範囲：65.00° ~10.500°

モノクロ受光スリット：0.8mm

発散スリット：1°

散乱スリット：1°

受光スリット：0.3mm

測定結果は、解析ソフト (Materials Data Inc., JADE6) を用いて、イライト(001)ピーク半値幅を解析した。得られたイライト (001) ピークの半値幅をイライト結晶度値 (以下 IC 値) とした (Figure 3.5)。測定誤差は、XRD 分析のサンプリング幅より  $\pm 0.010^\circ$  となる。

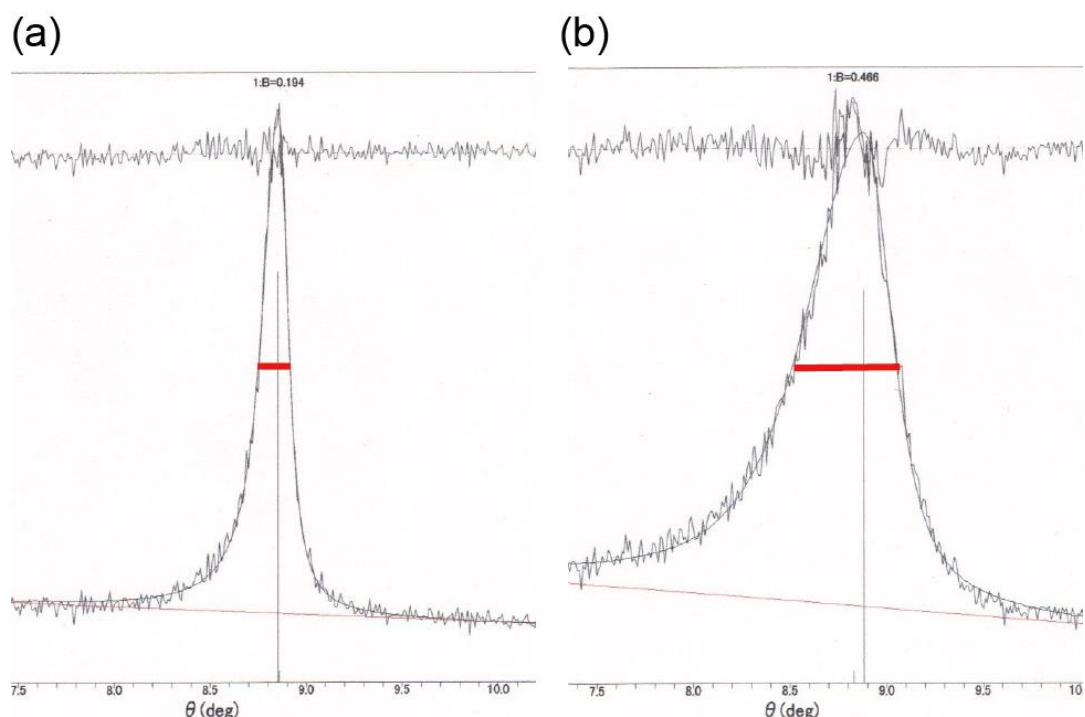


Figure 3.5 Examples of measured Full width half maximum (FWHM), which is illite crystallinity value (IC value) of illite (001) peak (red line). (a) Hanging wall Kitagawa group (3.07–3.14 mbgs), (b) footwall Hyuga group (42.16–42.23 mbgs).

IC 値は測定・試料調整方法の違いにより測定値が変化するため、異なる研究室間で得られた IC 値を直接比較できないことが知られている [Frey, 1987 ; Robinson et al ., 1990 ; Kisch, 1991 など]. そこで, Warr and Rice [1994]によって国際標準試料と Crystallinity Index Standard (CIS) 試料が提唱され, 各々の測定・試料調整方法で測定し, 測定値を較正することができるようになった. この CIS の地質調査総合センターの IC 値と静岡大学の IC 値が線形比例関係であるように研究室間で調整した上で, 紀伊半島三波川変成岩類と四万十帯白亜系より採取された泥岩を用いて作成された標準試料が, Japanese Illite Crystallinity standard (JIC) である [原・木村, 2003]. 本研究は, 四万十帯の試料であるため, JIC を標準試料として用いるのが最も妥当であることから, JIC を測定し, 較正を行った.

本研究で測定した標準試料 JIC の数値と原・木村, [2003] の数値は Table 3.1 に示す. 得られた JIC の IC 値は, 原・木村, [2003] JIC 値と線形比例関係が得られたため, 以下の式で較正した.

$$IC_{JIC} = 1.039 \cdot IC_{measured} + 0.112 \quad (7)$$

Table 3.1 Measured IC values of 6 JIC standards (left) compared with values reported by Hara and Kimura (2003) (right).

	IC values ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )				
	measured		Hara and Kimura (2003)		
	DRY	EG	DRY	EG	
JIC1	0.141	0.147	0.26	0.25	
JIC2	0.162	0.157	0.29	0.28	
JIC3	0.218	0.21	0.35	0.33	
JIC4	0.416	0.363	0.5	0.44	
JIC5	0.384	0.346	0.54	0.48	
JIC6	0.458	0.398	0.67	0.56	

### 3.3.3. 粉砕実験

粉砕実験には、粉砕器具として東京学芸大学設置の遊星型ボールミル(FRITSCH P-6)を使用した。実験には、NOBELL コア試料に加えて、イライトと結晶構造が類似するセリサイトの標準物質を用いた。標準物質のセリサイトは、日本粘土学会参考試料セリサイト JCSS-5102 を使用した [宮脇ほか., 2010]。セリサイトの IC 値は  $0.21\Delta^{\circ}2\theta$  と上盤と近い値を示した。NOBELL ボーリングコアの試料を用いた粉砕実験の出発物質として、上盤の試料で IC 値を既に解析済みであり、その結果高い IC 値を示し(0.27), かつピーク強度が高い(638 cps), 35.49 mbgs の試料を用いて実験を行った。粉砕は乾燥条件で行い、回転速度を 400 rpm に設定し、公転半径は 7cm とした。粉砕容器はタングステンカーバイド製で体積が 45ml であり、容器内のボールはタングステンカーバイド製の 1g のものを 180 個使用した。この粉砕用のボールと砕容器内に試料 6.0 g を封入し、1~90 分の間のさまざまな時間で粉砕実験を行った(Figure 3.6)。実験後の試料は、採取後に超音波洗浄を 3 分行い、上澄みを約 600 $\mu$ l スライドガラスに塗布し、6 時間以上自然乾燥させた。乾燥した試料について X 線粉末回折装置 (理学電機社製, RINT1000) を用いて、XRD パターンを測定した。測定はボーリングコア試料と同条件で行っている。解析もボーリングコア試料同様、JADE6 を使用し、イライト(001)ピークの半値幅を測定し IC 値を算出した。

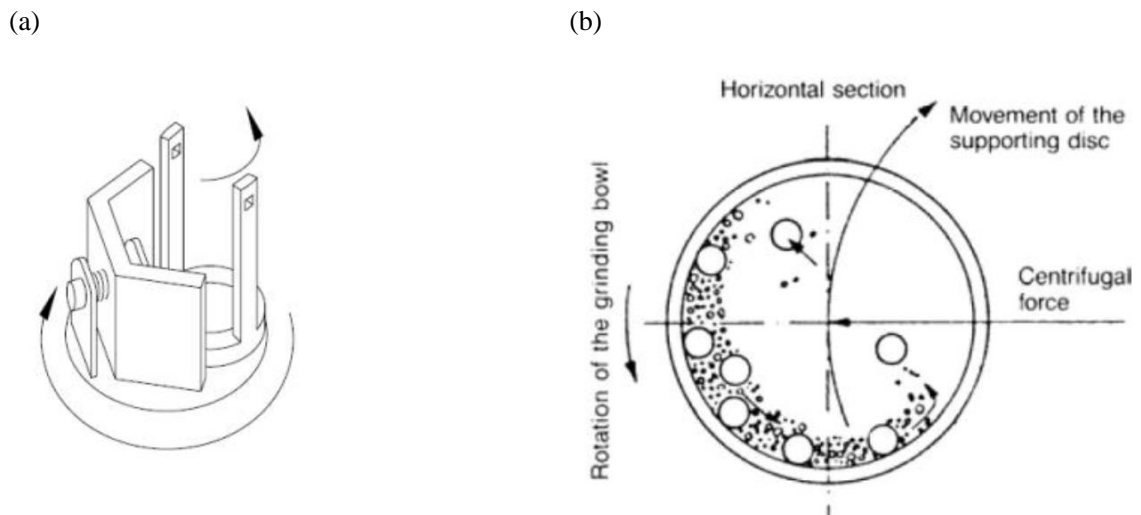


Figure 3.6 Principle of planetary ballmill modified from manual of FRITSCH P-6. (a) Planetary motion outside of grinding bowl. (b) Motional direction of force within grinding bowl.

### 3.3.4. 電界放出形走査電子顕微鏡(FE-SEM)観察

粉碎実験で用いた標準試料のセリサイトと NOBELL コア試料 (35.49 mbgs), および粉碎実験を行っていない NOBELL コア試料 (深度毎に IC 値を測定するために水ひした試料) をそれぞれ, 6 時間自然乾燥させ, 金蒸着を行った. その後, 東京学芸大学設置の電界放出形走査電子顕微鏡 (field emission scanning electron microscope; FE-SEM) (Hitachi SU-8020) を使用し, 微細組織の観察を行った. 観察を行った試料は, 粉碎実験を行った標準試料のセリサイトと 35.49 mbgs の NOBELL コア試料, 上盤脆性変形帯と断層中軸部直上の深度の観察として使用した NOBELL コア試料である. NOBELL コア試料の上盤の断層の影響評価のための観察を行った試料は, 上盤の粉碎の影響を受けていないと考えられる 3.11 mbgs, 上盤剪断帯の 39.41 mbgs と 40.95 mbgs, 断層中軸部直上の 41.26 mbgs である. 粉碎実験の試料は, 出発物質と粉碎 10 分後の試料の観察をそれぞれ行った.

### 3.3.5. 蛍光 X 線コアスキャナー分析

本博士論文中、3 章の蛍光 X 線コアスキャナー分析 (pp.97-98) の部分は、Island Arc 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、学位授与日から 5 年間インターネットでの公表をすることができません。

## 3.4. 結果

### 3.4.1. 粉末 X 線回折 (鉱物組成)

母岩の全岩粉末試料の XRD 結果は、石英、斜長石 (主に曹長石)、イライト、緑泥石、そして炭酸塩鉱物が主成分であり (Figure 3.8)。試料の粘土鉱物は、イライトまたは白雲母と緑泥石が主成分であることを示している (Figure 3.8)。基本的には、全ての深度で類似する鉱物組成を持つものの、延岡衝上断層の断層中軸部である 41.3 mbgs では、斜長石 (曹長石) のピークはほとんど見られず、粘土鉱物が多く、炭酸塩鉱物のアンケライト ( $\text{Ca}(\text{Fe}, \text{Mg})(\text{CO}_3)_2$ ) が含まれるという特徴があった。



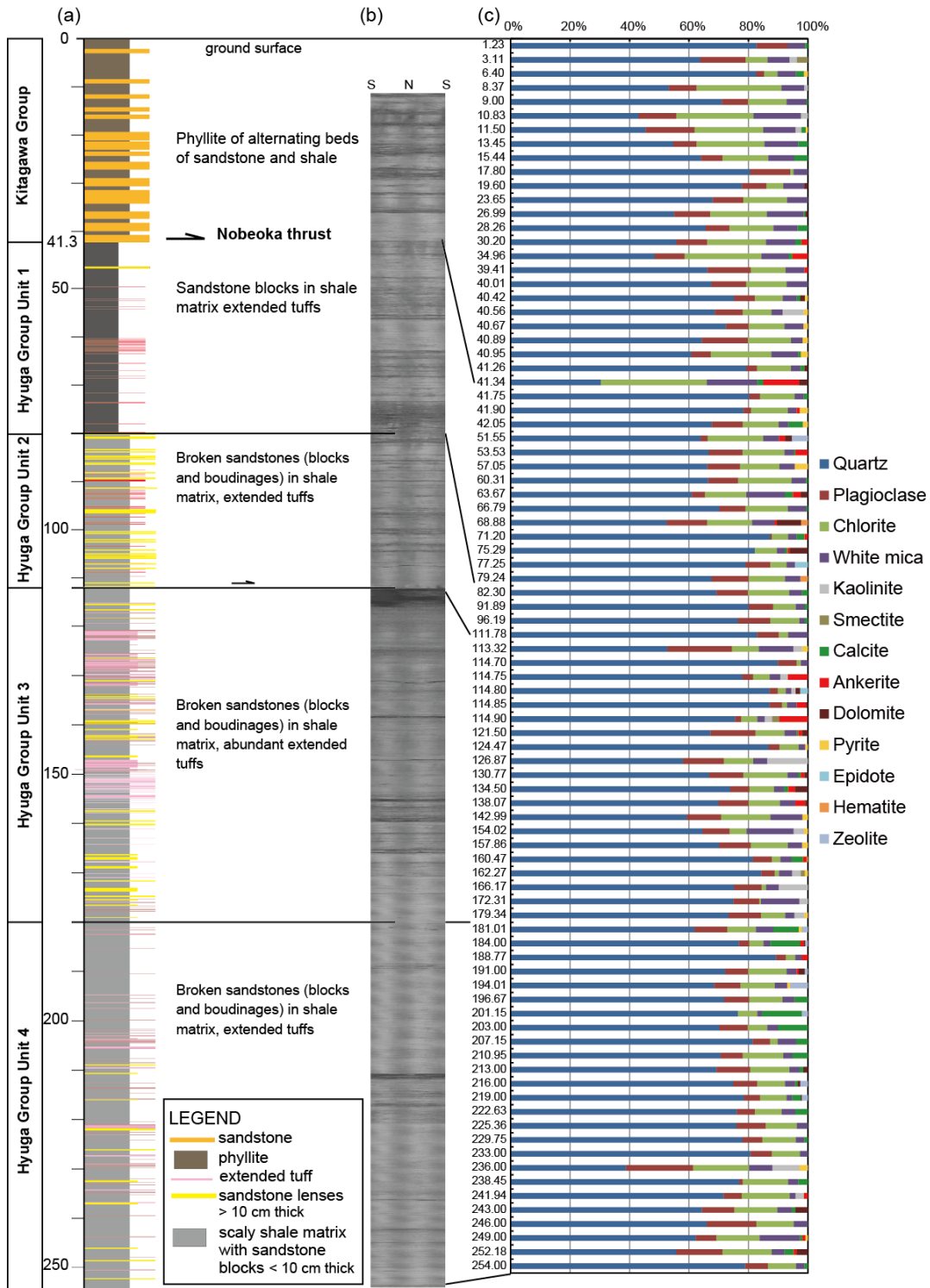


Figure 3.8 Relative X-ray diffraction (XRD) peak intensity ratio of constituent minerals in the borehole core samples. (a) Integrated columnar section showing core lithology. (b) Ultrasonic borehole image by ultrasonic scanner probe. (c) Mineral compositions based on X-ray diffraction peak intensity. The number at the left side of bar graph indicates sampling depth.

### 3.4.2. イライト結晶度

掘削深度に対して JIC 補正後のイライト結晶度（以下 IC 値）とイライトのピーク強度をまとめたものを Table 3.2 と Figure 3.9 に示す。上盤の IC 値は約  $0.3\Delta^{\circ}2\theta$  であるのに対し、下盤の IC 値は約  $0.5\text{--}0.7\Delta^{\circ}2\theta$  であり、両者の間には  $0.2\text{--}0.4\Delta^{\circ}2\theta$  の差が存在する (Figure 4)。上盤は低変成帯を示し、下盤は続成帯をそれぞれ示す。

上盤において砂岩の脆性変形が発達する 38.8 mbgs の直上では、IC 値は  $0.26\text{--}0.32 \Delta^{\circ}2\theta$  であり、イライトピーク強度は 515–1198 counts per second (cps) という値を示した。上盤の剪断帯 (38.8–41.0 mbgs) の IC 値は系統的に変化し、深くなるにつれて IC 値が  $0.30\Delta^{\circ}2\theta$  から  $0.42 \Delta^{\circ}2\theta$  に増加し、ピーク強度は 1277 cps から 165 cps に減少した (Figure 3.9)。さらに、上盤の延岡衝上断層直上 (41.0–41.3 mbgs) においては、IC 値ははさらに増加し  $0.56\text{--}0.65 \Delta^{\circ}2\theta$  を示し、ピーク強度は 2239–2269 cps という高い値を示した。

断層帯中軸部 (41.3–41.8 mbgs) では、IC 値は  $0.56\text{--}0.73 \Delta^{\circ}2\theta$ 、ピーク強度は 220–1577 cps を示した。下盤では、IC 値は続成帯である  $0.51\text{--}0.75 \Delta^{\circ}2\theta$ 、ピーク強度は 29–1639 cps を示した。

下盤では、114 mbgs の試料が  $0.73\text{--}0.75\Delta^{\circ}2\theta$  という高い IC 値を示した (Figure 3.9)。Hamahashi et al. [2015] では、変形構造および物理検層データに基づいて NOBELL コアの剪断帯 (damaged zone) と未固結破碎帯 (brecciated zone) と断層中軸部 (PSZ; Fault core) を決定しており、その中でも Unit 3 内の 112–115 mbgs は未固結破碎帯と解釈されている。この破碎帯内での IC 値は  $0.51\text{--}0.75\Delta^{\circ}2\theta$  を示し、112–115 mbgs 破碎帯内で大きな IC 値の変動がみられる (Figure 3.9)。延岡衝上断層の断層中軸部、および下盤の Unit 2/Unit 3 境界断層の双方で、相対的に大きな IC 値と高いイライトのピーク強度が観察された (Figure 3.9, Table 3.2)。

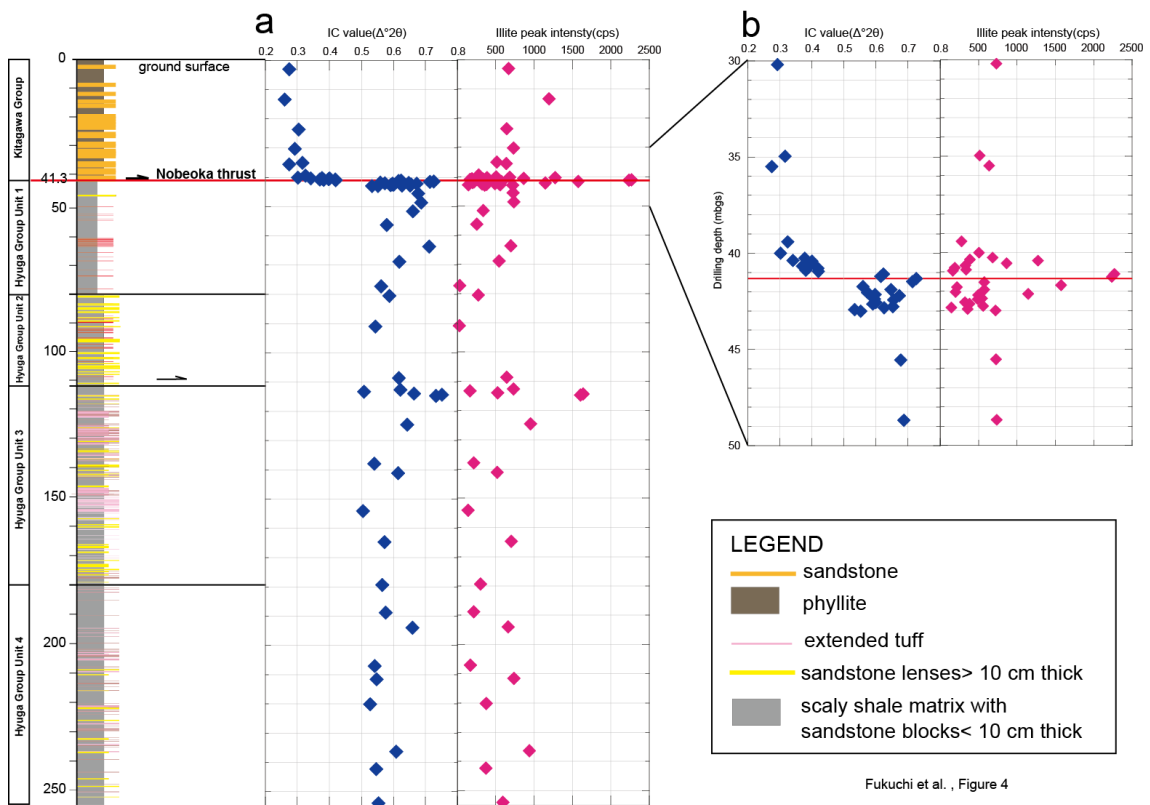


Figure 3.9 IC value and peak intensity of the borehole core against depth (mbgs) and lithological columnar section. (a) Entire borehole, (b) 30–50 mbgs. Note that a large IC value does not mean more crystalline illite, because IC value means full width at half maximum (FWHM) of the illite (001) peak, and therefore a large IC value actually reflects a broader illite (001) peak.

Table 3.2 IC value and illite peak intensity of all the measured samples from the entire borehole core. IC<sub>measured</sub> and IC<sub>JIC</sub> are the measured IC value and JIC-converted IC value, respectively.

Top (mbgs)	Bottom (mbgs)	Average (mbgs)	Illite peak intensity (CPS)	IC <sub>measured</sub> ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	IC <sub>JIC</sub> ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )
3.07	3.14	3.11	670	0.16	0.27
13.41	13.49	13.45	1198	0.14	0.26
23.62	23.67	23.65	642	0.19	0.30
30.20	30.20	30.20	732	0.17	0.29
34.92	35.00	34.96	515	0.20	0.32
35.47	35.50	35.49	638	0.16	0.27
39.40	39.42	39.41	278	0.21	0.32
40.00	40.01	40.01	505	0.18	0.30
40.36	40.37	40.37	390	0.22	0.34
40.88	40.89	40.89	339	0.26	0.38
40.25	40.26	40.26	681	0.26	0.38
40.41	40.43	40.42	1277	0.28	0.40
40.54	40.57	40.56	864	0.28	0.40
40.66	40.68	40.67	327	0.25	0.37
40.77	40.79	40.78	193	0.30	0.42
40.95	40.95	40.95	165	0.30	0.42
41.10	41.10	41.10	2269	0.49	0.65
41.25	41.26	41.26	2239	0.49	0.56
41.51	41.56	41.53	576	0.59	0.71
41.64	41.71	41.67	1577	0.58	0.73
41.79	41.81	41.80	220	0.43	0.62
41.90	41.94	41.92	572	0.52	0.62
42.03	42.07	42.05	198	0.45	0.57
42.12	42.15	42.14	1145	0.47	0.60
42.16	42.23	42.20	496	0.54	0.67
42.35	42.40	42.38	545	0.47	0.60
42.40	42.45	42.43	491	0.52	0.66
42.55	42.58	42.57	322	0.47	0.60
42.63	42.66	42.65	383	0.46	0.59
42.78	42.78	42.78	557	0.52	0.65
42.84	42.84	42.84	149	0.50	0.63
42.93	42.93	42.93	361	0.41	0.53
43.00	43.00	43.00	723	0.42	0.55
45.53	45.55	45.54	729	0.55	0.68
48.63	48.73	48.68	738	0.55	0.69
51.54	51.56	51.55	339	0.53	0.66
56.32	56.37	56.35	256	0.45	0.58
63.64	63.69	63.67	697	0.58	0.71
68.85	68.90	68.88	548	0.49	0.62
77.20	77.30	77.25	33	0.43	0.56
80.40	80.60	80.50	277	0.46	0.59
91.03	91.08	91.06	29	0.42	0.54
108.62	108.66	108.64	647	0.49	0.62
112.60	112.68	112.64	735	0.49	0.62
113.29	113.39	113.34	166	0.38	0.51
113.92	113.92	113.92	527	0.53	0.66
114.25	114.28	114.27	1639	0.62	0.75
114.70	114.70	114.70	1607	0.60	0.73
124.45	124.49	124.47	954	0.51	0.64
137.86	137.95	137.91	213	0.41	0.54
141.07	141.13	141.10	520	0.48	0.61
154.00	154.04	154.02	139	0.38	0.51
164.72	164.83	164.78	700	0.44	0.57
179.33	179.35	179.34	306	0.44	0.57
188.75	188.77	188.76	214	0.45	0.58
194.00	194.01	194.01	665	0.53	0.66
207.15	207.15	207.15	172	0.41	0.54
211.40	211.70	211.55	738	0.42	0.55
220.20	220.20	220.20	377	0.40	0.53
236.38	236.38	236.38	939	0.48	0.61
242.30	242.32	242.31	373	0.42	0.55
254.00	254.00	254.00	593	0.43	0.55

### 3.4.3. 粉碎実験と FE-SEM 観察

上盤の 35.49 mbgs から得た試料を使用した粉碎実験，および実験生成物の XRD 分析からは，粉碎時間の増加とともに徐々にイライトのピーク強度が減少し，粉碎時間 20 分後にはピーク強度が 60cps 以下になり，60 分後に完全にピークが消失することが判明した (Figure 3.10b, Table 3.3)．イライトの半値幅は，粉碎時間 8 分までに約  $0.05\text{--}0.10\Delta^{\circ}2\theta$  半値幅が増加し，上盤 35.49 mbgs の実験試料がボールミルのボールにこびりついた．35.49 mbgs の上盤試料の出発物質，および 10 分間粉碎実験を行った試料の FE-SEM による二次電子画像 (Secondary electron image ; SEI) を Figure 3.11 に示す．粉碎前の上盤の 35.49 mbgs 試料ではイライト自形結晶 (粒径：約  $1.5\text{--}3\mu\text{m}$ ) はその結晶形を保っているが (Figure 3.11a)，粉碎 10 分後では，結晶は平面状の形態を保っているものの層が剥離し，角に丸みを帯び，細粒になった (Figure 3.11b)．

標準物質として使用したセリサイトの粉碎実験では，35.49 mbgs の上盤試料と同様，ピーク強度 (intensity) が 20 分までに急激に減少し，90 分で完全に消失した．半値幅に関しては，実験前の  $0.21\Delta^{\circ}2\theta$  から 8 分で  $0.05\text{--}0.10\Delta^{\circ}2\theta$  増加した．10 分で粉碎容器内のボール部の周囲に試料が付着し，なおかつ白色の標準物質が淡黄色に変色していた．また，60 分で IC 値は  $0.53\Delta^{\circ}2\theta$  にさらに増加する (Table 3.3)．その際にはボールミルのボールや容器に試料が付着し，淡茶色を示した．FE-SEM の画像でも，出発物質は結晶形を保っているが，ボールミルの粉碎によって層が剥離し，角に丸みを帯びていた．

Figure 3.11c は 3.11 mbgs の水ひ試料，Figure 3.11d は 39.41 mbgs の水ひ試料の粒径の表面形態を示す．NOBELL コアの脆性変形帯におけるイライト結晶の微細組織は，粉碎実験後のイライト結晶の組織と類似する (Figure 3.11d)．一方で，NOBELL コア 40.95 mbgs の水ひ試料では，平面形結晶の周りに細粒物質が付着し (Figure 3.11e)，41.26 mbgs の水ひ試料では更に，イライト結晶上に自形結晶のような平面形が観察された (Figure 3.11f, Figure 3.11g)．

Table 3.3 Experimental results (IC values and intensity) using the borehole core samples (left) and sericite standard samples (right).  $IC_{\text{measured}}$  and  $IC_{\text{JIC}}$  are the measured IC value and JIC-converted IC value, respectively.

Borehole core sample				Sericite			
Time (min.)	Illite peak intensity (CPS)	IC values ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	IC value calibrated by JIC ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	Time (min.)	Illite peak intensity (CPS)	IC values ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )	IC value calibrated by JIC ( $\Delta^{\circ}2\theta$ )
0	629	0.15	0.27	0	5837	0.21	0.33
1	853	0.17	0.28	1	5228	0.24	0.36
2	491	0.17	0.29	2	4560	0.25	0.37
4	314	0.18	0.30	4	3534	0.26	0.38
6	190	0.21	0.33	6	5129	0.28	0.40
8	179	0.23	0.35	8	3526	0.28	0.41
10	139	0.21	0.33	10	3534	0.27	0.39
12	99	0.21	0.32	12	2192	0.26	0.38
14	67	0.23	0.35	14	1408	0.27	0.39
16	82	0.25	0.37	16	1744	0.24	0.37
18	53	0.23	0.35	18	1430	0.27	0.39
20	60	0.22	0.34	20	861	0.24	0.36
25	39	0.21	0.33				
30	25	0.34	0.47	30	1015	0.29	0.41
40	28	0.01	0.12	40	683	0.27	0.39
60	0	0.00	0.11	60	535	0.53	0.66
90	0	0.00	0.11	90	7	0.82	0.96

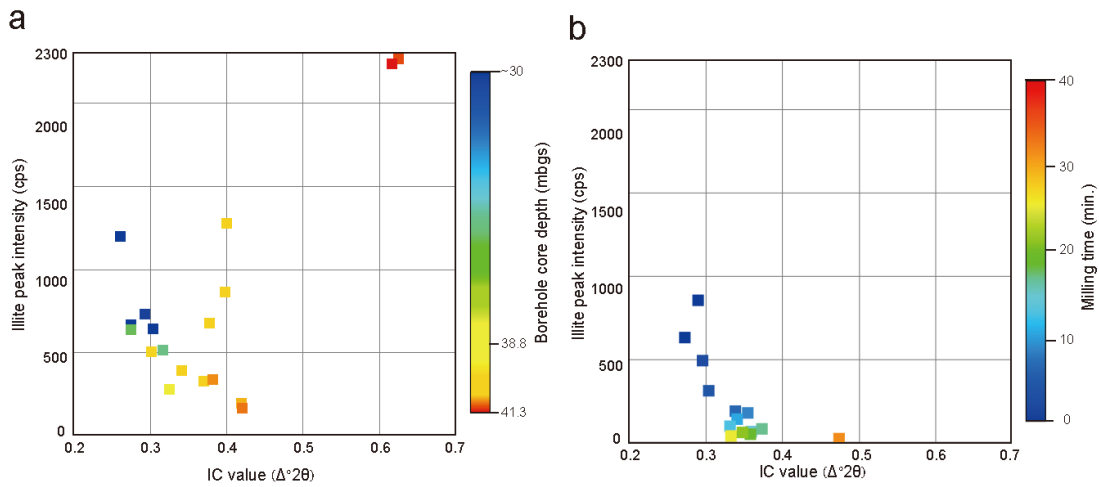


Figure 3.10 The relationship between  $IC_{\text{JIC}}$  value and peak intensity. (a) Borehole core samples from the hanging wall. Color bar shows the depth of the sample (mbgs). (b) Grinding experiments using a borehole core sample and a planetary ball mill. Color bar shows grinding time (minutes).

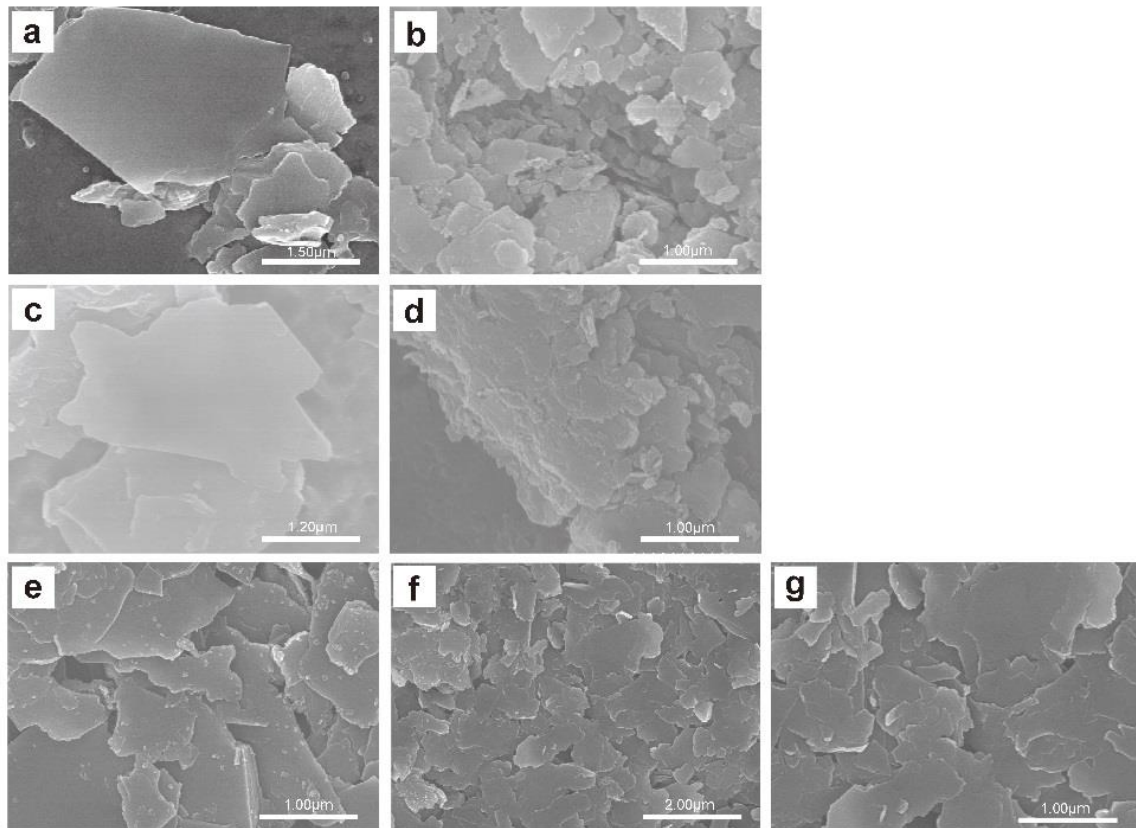


Figure 3.11 FE-SEM images of ground (a, b) and natural (c, d, e, f, g) clay mineral grain shapes. (a) Starting material of the experimental sample obtained from 35.49 mbgs. (b) The experimental products after 10 minutes of grinding. Grains are comminuted and fragmented. (c) Clays in phyllite having not experienced mechanical comminution, 3.11 mbgs. (d) Clays in mechanically comminuted phyllite, 39.41 mbgs in the damage zone. (e) Mechanically comminuted grains slightly coated with small authigenic illite showing the lateral growth step, 40.95 mbgs in the damage zone. (f) Comminuted grains completely coated with large crystals of authigenic illite, 41.26 mbgs just above the fault core. (g) The enlarged picture of 41.26 mbgs just above the fault core (Fig. 6f).

#### 3.4.4. 蛍光 X 線コアスキャナー化学組成分析

本博士論文中、3 章蛍光 X 線コアスキャナー分析 (pp.107-112) の部分は、Island Arc 誌に掲載等の形で刊行される予定であるため、学位授与日から 5 年間インターネットでの公表をすることができません。



## 3.5. 議論

### 3.5.1. 最高被熱温度

IC 値は、延岡衝上断層を挟んで上盤と下盤で半値幅が大きく異なる値を示す(Figure 3.9a, Table 3.2). 上盤の 38.8 mbgs より浅部のほぼ均質な IC 値 (0.26–0.32 $\Delta^{\circ}2\theta$ ) と下盤での IC 値 (0.51–0.75 $\Delta^{\circ}2\theta$ ) は、続成作用による最高被熱温度を示していると考えられる. よって、断層帯内の試料以外から得た IC 値を使用して、最高被熱温度を推定した.

向吉ほか (2007) は同一試料を用いたビトリナイト反射率分析とイライト結晶度分析を行い、両者の相関からイライト結晶度の温度換算式を提案した. 本研究は、向吉ほか (2007) の提案する以下の温度換算式を用いて温度推定を行った:

$$T (^{\circ}\text{C}) = 353 - 206 \times \text{IC}_{\text{JIC}} \quad (8)$$

推定した最高被熱温度は上盤で 288–299 $^{\circ}\text{C}$  (平均 294 $^{\circ}\text{C}$ ; 標準偏差 $\pm$ 4.3 $^{\circ}\text{C}$ ) , 下盤で 198–249 $^{\circ}\text{C}$  (平均 228 $^{\circ}\text{C}$ ; 標準偏差 $\pm$ 12.5 $^{\circ}\text{C}$ ) となった. 推定した温度は、ビトリナイト反射率に基づいて推定された最高被熱温度(上盤約 320 $^{\circ}\text{C}$ , 下盤約 255 $^{\circ}\text{C}$ ; Kondo et al. 2005)と比較し、約 20–30 $^{\circ}\text{C}$  低い結果が得られた. 一方で、露頭の試料を用いてイライト結晶度から同手法で推定された最高被熱温度とは、良い一致を示した [Mukoyoshi et al., 2009]. しかしながら、上盤と下盤の大きな温度差は先行研究と変わらない.

高温条件下でイライトの結晶が成長する場合、XRD のイライトのピーク強度は大きくなり、半値幅の減少により IC 値は減少することが予想される. このような IC 値の減少は、延岡衝上断層の断層帯中軸部沿いには認められなかった (Figure 3.9). 断層帯中軸部において IC 値が負の異常を示さないことは、IC 値に十分に影響を与えるほどの摩擦発熱や、熱水の流入による温度上昇が断層帯中軸部では生じなかったことを示していると考えられる.

### 3.5.2. 断層内のイライト結晶度変化の要因

上盤における 38.8 mbgs 以深の脆性変形帯の IC 値は延岡衝上断層の断層中軸部に向かって系統的に増加する。すなわちイライトの結晶性は断層帯中軸部に向かって悪くなっていく (Figure 3.9b)。本研究における、断層中軸部近くに向かって増加する IC 値と似た傾向を示す例として、カナダの Matapedia 断層 [Duba and Williams-Jones, 1983]、西南日本の佐志生断層 [山北ほか, 1995]、赤石裂線 [Tanaka et al. 1995] がある。Tanaka et al. [1995] では、IC 値の変化は白雲母の結晶の粉碎による細粒化、細粒の結晶の熱水変質による置換、雲母系列の粘土鉱物の再結晶化などにより生じると議論している。Hara and Kimura [2000] は、秩父四万十帯を対象地域に IC 値を変化させる要因として岩相の違い、粒度、変形、熱水変質、風化を挙げ、断層での変化は誤差を生じると述べている。

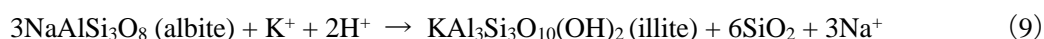
これを受けて、本研究では延岡衝上断層における IC 値の変化は、断層運動に伴う破碎による細粒化の影響に熱水変質の影響が重複したものであることを提案する。

掘削試料(35.49 mbgs)やセリサイトを用いた粉碎実験では、粉碎時間の経過につれて、IC 値は増加し、イライトのピーク強度は減少する (Figure 3.10, Table 3.3)。本研究の粉碎実験の結果は、粉碎によってイライトの結晶性が低下することを示すと考えられる (Figure 3.11a and Figure 3.11b)。上盤のボーリング試料 20–41 mbgs における IC 値とイライトピーク強度の深度分布は、粉碎実験と似た傾向を示す。すなわち、上盤脆性変形帯の IC 値は、延岡衝上断層に向かって IC 値は約  $0.30\Delta^{\circ}2\theta$  へ増加、イライトピーク強度は約 170 cps へ減少する傾向を示している。ただし、高いイライトピーク強度 (約 680–1300 cps) で大きい IC 値 ( $0.38$  to  $0.40\Delta^{\circ}2\theta$ ) を示す断層直近の 3 点のデータを除く (Figure 3.10a の青、緑、黄色、オレンジの四角, Table 3.3)。粉碎実験 (Figure 3.11a and Figure 3.11b) と掘削試料 (Figure 3.11c and Figure 3.11d) の上盤の類似性は、延岡衝上断層の断層帯中軸部に向かって粉碎の影響の度合いが増加していることを示すと考えられる。

しかし、延岡衝上断層直上の試料 (41.10–41.26 mbgs; Figure 3.10a の赤い 2 点) は IC 値が  $0.62\Delta^{\circ}2\theta$ 、イライトピーク強度は 2239–2269 cps を示し、この深度では IC 値とイライトピーク強度の双方の増加が認められた。これは、掘削コア試料の 40.95 mbgs より浅い部分とは明らかに異なる傾向であり、粉碎実験の結果とは全く一致しないことから、粉碎による影響では説明できない。断層帯中軸部直上のこの傾向は、微小なイライト自形結晶の生成 (Figure 3.11e, Figure 3.11f, Figure 3.11g) と鉱物脈の存在から、断層帯中軸部沿いに熱水が

流れたことによる変質によるものであると推定される (Figure 3.3c).

このことは、断層帯中軸部直上の鉱物組成とも調和的である。41.34 mbgs の試料の鉱物組成は、粘土鉱物や炭酸塩鉱物が多く、斜長石がほとんど見られない。斜長石の消失は他の深度では認められず、断層帯中軸部の直上のみ斜長石の熱水変質による消失が起こったことが推定される。Hemley and Jones [1964] は、熱水の飽和条件下で曹長石が細粒のイライトへ変質する反応として以下を示した:



また、Wintsch et al. [1995] は、断層帯で斜長石が緑泥石や雲母といったフィロケイ酸塩鉱物が増加したと報告している。Jefferies et al. [2006a,b] においてもまた中央構造線 (Median Tectonic Line; MTL) の断層コア内で斜長石がセリサイトへ変質していたことを報告している。斜長石からイライトへと熱水変質が起こったことは 41.34mbgs 近くの深度では粘土鉱物の量が増加していることと併せて、このメカニズムで説明しようと考えられる。また、興味深いことに断層帯中軸部における斜長石の変化は他の沈み込み帯でもみられている。例えば、アラスカのコディアック付加体の Pasagshak Point Thrust の断層帯中軸部内では 350°C より高温の水岩石相互作用によって斜長石は形成され [Yamaguchi et al., 2014], 延岡衝上断層とは逆の傾向を示した。しかし、延岡衝上断層と Pasagshak Point Thrust の活動した温度帯は約 250°C という類似した環境である。

よって、延岡衝上断層直上において高いイライトピーク強度(680–1300 cps)で IC 値の増大(0.38–0.40Δ2θ)を示す理由としては、熱水変質に伴って斜長石が粘土鉱物化することによるイライトの増加が挙げられる。

また、露頭から採取した Slab の XRF のマッピングの結果においても、断層中軸部直上の上盤と比べて断層帯中軸部や下盤で Na が減少していること (Figure 3.14, Figure 3.15) は、熱水による Na イオンの移動を反映していると考えられる。これは、XRD の全岩分析により明らかにされた中軸部の曹長石の極端な減少とイライトの増加とも調和的であり、断層帯中軸部において熱水変質による斜長石の粘土鉱物化が生じたと考えられる。

本研究では、掘削コア試料と粉碎実験生成物の比較から、延岡衝上断層の上盤脆性変形帯では IC 値の増大は機械的な粉碎によって生じたと考えられ (Figure 3.10, Figure 3.11), さ

らに断層帯中軸部直上におけるイライトピーク強度の増大と IC 値の急激な上昇 (Figure 3.10a) は熱水変質による斜長石の減少とイライトへの生成によって説明できることを提案した (Figure 3.11e, Figure 3.11f, Figure 3.11g). 断層帯の IC 値は古地温の推定に加え, 粉碎と変質の影響を検出することに長けていると思われる.

### 3.6. 結論

本章で得られた結果を下記にまとめる.

- (1) IC 値は, 延岡衝上断層を挟んで上盤と下盤で明らかな値の差があり, 下盤のほうが半値幅は大きい. 本研究の結果から上盤と下盤の推定した最大被熱温度は, 上盤 288–299°C, 下盤が 198–249°C となった. これは, ビトリナイト反射率に基づいて推定された最高被熱温度 [Kondo et al., 2005] よりも約 20–30°C 低い結果となったが, 露頭の試料を用いてイライト結晶度から推定された最高被熱温度と良い一致を示した [Mukoyoshi et al., 2009].
- (2) 延岡衝上断層の断層帯中軸部では, 高温で見られる IC 値の減少を示さなかった. このことは, 断層帯中軸部では摩擦発熱や高温の熱水の影響が限定的であることを示している.
- (3) 上盤脆性変形帯では, 延岡衝上断層に近づくにつれて IC 値は系統的に増加し, イライトピーク強度は減少する傾向を示した. この傾向は, 粉碎実験において粉碎時間の増加とともに IC 値が増加しピーク強度が減少するという結果と類似の傾向を示す. よって, 断層帯中軸部に向かって機械的粉碎の影響が強くなると考えられる.
- (4) 延岡衝上断層中軸部直上における IC 値の急激な増加と高いイライトピーク強度は, 斜長石の減少とイライトの生成を伴う熱水変質の影響であると推定される.
- (5) XRF コアスキャナーによる元素マッピングの結果, 断層帯中軸部直上の上盤に比べて断層帯中軸部や下盤において Na が枯渇する傾向を示すことが明らかとなった. この結果は断層帯中軸部における曹長石のイライトへの変質を支持する.

#### 4. 被熱反応物質からみた巨大分岐断層深部における反応と上盤の付加体発達史

本博士論文中、4章(pp.118-133)の部分は、Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed) 誌, に掲載等の形で刊行される予定であるため、学位授与日から5年間インターネットでの公表をすることができません。

## 5. まとめ

本博士論文中、5章（pp.134）の部分は、Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed) 誌、に掲載等の形で刊行される予定であるため、学位授与日から5年間インターネットでの公表をすることができません。

## 6. 未解決課題

本博士論文中、6章(pp.135-137)の部分は、Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed) 誌, に掲載等の形で刊行される予定であるため、学位授与日から5年間インターネットでの公表をすることができません。



## 7. 引用文献

- Ando, M. (1975), Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, 27(2), 119-140.
- Aoki, K., Y. Isozaki, S. Yamamoto, K. Maki, T. Yokoyama, and T. Hirata (2012), Tectonic erosion in a Pacific-type orogen: Detrital zircon response to Cretaceous tectonics in Japan, *Geology*, 40(12), 1087-1090.
- Aoki, K., Y. Isozaki, D. Kofukuda, T. Sato, A. Yamamoto, K. Maki, S. Sakata, and T. Hirata (2014), Provenance diversification within an arc-trench system induced by batholith development: the Cretaceous Japan case, *Terra Nova*, 26(2), 139-149.
- Aoya, M., Y. Kouketsu, S. Endo, H. Shimizu, T. Mizukami, D. Nakamura, and S. Wallis (2010), Extending the applicability of the Raman carbonaceous - material geothermometer using data from contact metamorphic rocks, *Journal of Metamorphic Geology*, 28(9), 895-914.
- Árkai, P. (1991), Chlorite crystallinity: an empirical approach and correlation with illite crystallinity, coal rank and mineral facies as exemplified by Palaeozoic and Mesozoic rocks of northeast Hungary, *Journal of Metamorphic Geology*, 9(6), 723-734.
- Awan, M. A., and K. Kimura (1996), Thermal structure and uplift of the Cretaceous Shimanto Belt, Kii Peninsula, Southwest Japan: An illite crystallinity and Mitebo, lattice spacing study, *Island Arc*, 5(1), 69-88.
- Beysac, O., B. Goffé, C. Chopin, and J. Rouzaud (2002), Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer, *Journal of metamorphic Geology*, 20(9), 859-871.
- Beysac, O., J.-N. Rouzaud, B. Goffé, F. Brunet, and C. Chopin (2002), Graphitization in a high-pressure, low-temperature metamorphic gradient: a Raman microspectroscopy and HRTEM study, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143(1), 19-31.
- Boston, B., G. F. Moore, M. J. Jurado, and H. Sone (2016), Deformation of the Nankai Trough inner accretionary prism: The role of inherited structures, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(2), 485-500.

- Brown, K. M., A. Kopf, M. B. Underwood, and J. L. Weinberger (2003), Compositional and fluid pressure controls on the state of stress on the Nankai subduction thrust: A weak plate boundary, *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3-4), 589-603.
- Burnham, A. K., and J. J. Sweeney (1989), A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(10), 2649-2657.
- Bustin, R. M., J. N. Rouzaud, and J. V. Ross (1995), Natural graphitization of anthracite: Experimental considerations, *Carbon*, 33(5), 679-691.
- Carr, A. D. (1999), A vitrinite reflectance kinetic model incorporating overpressure retardation, *Marine and Petroleum Geology*, 16(4), 355-377.
- Cherniak, D., and E. Watson (2001), Pb diffusion in zircon, *Chemical Geology*, 172(1), 5-24.
- Clift, P., and P. Vannucchi (2004), Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust, *Reviews of Geophysics*, 42(2).
- Clift, P. D., A. Carter, U. Nicholson, and H. Masago (2013), Zircon and apatite thermochronology of the Nankai Trough accretionary prism and trench, Japan: Sediment transport in an active and collisional margin setting, *Tectonics*, 32(3), 377-395.
- Cocherie, A., C. M. Fanning, P. Jezequel, and M. Robert (2009), LA-MC-ICPMS and SHRIMP U-Pb dating of complex zircons from Quaternary tephros from the French Massif Central: Magma residence time and geochemical implications, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 73(4), 1095-1108.
- Compston, W., and R. T. Pidgeon (1986), Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia, *Nature*, 321(6072), 766-769.
- Cowan, D. S. (1985), The origin of some common types of mélanges in the Western Cordillera of North America, *Nasu, N, Kobayashi, K, Kushiro, I, Kagami, & H.(eds). Formation of active ocean margins. Terra Publications, Tokyo*, 257-272.
- Cummins, P. R., and Y. Kaneda (2000), Possible splay fault slip during the 1946 Nankai earthquake, *Geophysical Research Letters*, 27(17), 2725-2728.
- Dalla Torre, M., R. F. Mählmann, and W. Ernst (1997), Experimental study on the pressure dependence of vitrinite maturation, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(14), 2921-2928.

- DeMets, C., R. G. Gordon, and D. F. Argus (2010), Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
- Deng, X., and M. B. Underwood (2001), Abundance of smectite and the location of a plate-boundary fault, Barbados accretionary prism, *Geological Society of America Bulletin*, 113(4), 495-507.
- DiTullio, L., M. M. Laughland, and T. Byrne (1993), Thermal maturity and constraints on deformation from illite crystallinity and vitrinite reflectance in the shallow levels of an accretionary prism: Eocene-Oligocene Shimanto Belt, southwest Japan, *Geological Society of America Special Papers*, 273, 63-82.
- Dixon, T. H., and J. C. Moore (2007), *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, Columbia University Press.
- Duba, D., and A.E. Williams-Jones (1983), The application of illite crystallinity, organic matter reflectance, and isotopic techniques to mineral exploration: a case study in Southwestern *Gaspe, Quebec. Economic Geology* 78: 1350–1363.
- Frey, M. (1987), Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks, *Low temperature metamorphism*, 9-58.
- Froude, D., T. Ireland, P. Kinny, I. Williams, W. Compston, I. t. Williams, and J. Myers (1983), Ion microprobe identification of 4,100-4,200 Myr-old terrestrial zircons, *Nature*, 304, 616-618.
- 藤野清. (2015), *結晶学・鉱物学*, 180p, 図版 [181], 共立出版.
- Fujii, T., T. Tin Aung, N. Wada, Y. Komatsu, K. Suzuki, T. Ukita, B. Wygrala, T. Fuchs, W. Rottke, and K. Egawa (2016), Modeling gas hydrate petroleum systems of the Pleistocene turbiditic sedimentary sequences of the Daini-Atsumi area, eastern Nankai Trough, Japan, *Interpretation*, 4(1), SA95-SA111.
- Fujii, Y., K. Satake, S. i. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa (2011), Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth, planets and space*, 63(7), 815.
- Fujisaki, W., Y. Isozaki, K. Maki, S. Sakata, T. Hirata, and S. Maruyama (2014), Age spectra of detrital zircon of the Jurassic clastic rocks of the Mino-Tanba AC belt in SW Japan: Constraints to the provenance of the mid-Mesozoic trench in East Asia, *Journal of Asian Earth Sciences*, 88, 62-73.

- Fukuchi, R., K. Fujimoto, J. Kameda, M. Hamahashi, A. Yamaguchi, G. Kimura, Y. Hamada, Y. Hashimoto, Y. Kitamura, and S. Saito (2014), Changes in illite crystallinity within an ancient tectonic boundary thrust caused by thermal, mechanical, and hydrothermal effects: an example from the Nobeoka Thrust, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 66.
- Furuichi, H., K. Ujiie, Y. Kouketsu, T. Saito, A. Tsutsumi, and S. Wallis (2015), Vitritinite reflectance and Raman spectra of carbonaceous material as indicators of frictional heating on faults: Constraints from friction experiments, *Earth and Planetary Science Letters*, 424, 191-200.
- Gharrabi, M., B. Velde, and J. Sagon (1998), The transformation of illite to muscovite in pelitic rocks: Constraints from X-ray diffraction, *Clays and Clay Minerals*, 46(1), 79-88.
- Grim, R., and F. Loughnan (1962), Clay minerals in sediments from Sydney Harbour, Australia, *Journal of Sedimentary Research*, 32(2), 240-248.
- Gulick, S., N. Bangs, T. Shipley, Y. Nakamura, G. Moore, and S. Kuramoto (2004), Three - dimensional architecture of the Nankai accretionary prism's imbricate thrust zone off Cape Muroto, Japan: Prism reconstruction via en echelon thrust propagation, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).
- Hüpers, A., and A. J. Kopf (2009), The thermal influence on the consolidation state of underthrust sediments from the Nankai margin and its implications for excess pore pressure, *Earth and Planetary Science Letters*, 286(1-2), 324-332.
- Hüpers, A., S. A. Kasemann, A. J. Kopf, A. Meixner, T. Toki, R. Shinjo, C. G. Wheat, and C.-F. You (2016), Fluid flow and water-rock interaction across the active Nankai Trough subduction zone forearc revealed by boron isotope geochemistry, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 193, 100-118.
- Hamahashi, M., S. Saito, G. Kimura, A. Yamaguchi, R. Fukuchi, J. Kameda, Y. Hamada, Y. Kitamura, K. Fujimoto, and Y. Hashimoto (2013), Contrasts in physical properties between the hanging wall and footwall of an exhumed seismogenic megasplay fault in a subduction zone—an example from the Nobeoka Thrust Drilling Project, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(12), 5354-5370.
- Hamahashi, M., Y. Hamada, A. Yamaguchi, G. Kimura, R. Fukuchi, S. Saito, J. Kameda, Y. Kitamura, K. Fujimoto, and Y. Hashimoto (2015), Multiple damage zone structure of an exhumed

- seismogenic megasplay fault in a subduction zone - a study from the Nobeoka Thrust Drilling Project, *Earth, Planets and Space*, 67(1).
- Hamamoto, H., M. Yamano, S. Goto, M. Kinoshita, K. Fujino, and K. Wang (2011), Heat flow distribution and thermal structure of the Nankai subduction zone off the Kii Peninsula, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(10).
- Hara, H., and K. Kimura (2000), Estimation of errors in measurement of illite crystallinity: the limits and problems of application to accretionary complexes, *JOURNAL-GEOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN*, 106(4), 264-279.
- Hara, H., and K.-I. Hisada (2007), Tectono-metamorphic evolution of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, central Japan: Constraints from a fluid inclusion analysis of syn-tectonic veins, *Island Arc*, 16(1), 57-68.
- Hara, H., and K. Kimura (2008), Metamorphic and cooling history of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Southwest Japan: Implications for the timing of out - of - sequence thrusting, *Island Arc*, 17(4), 546-559.
- Hara, H., and T. Kurihara (2010), Tectonic evolution of low-grade metamorphosed rocks of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, Central Japan, *Tectonophysics*, 485(1-4), 52-61.
- 原英俊, 木村克己 (2003), イライト結晶度測定における標準試料の提唱: 古地温度指標としての有効性, *地質調査研究報告*, 54(7), 239-250.
- Harris, R., M. Yamano, M. Kinoshita, G. Spinelli, H. Hamamoto, and J. Ashi (2013), A synthesis of heat flow determinations and thermal modeling along the Nankai Trough, Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(6), 2687-2702.
- Harris, R. N., F. Schmidt - Schierhorn, and G. Spinelli (2011), Heat flow along the NanTroSEIZE transect: Results from IODP Expeditions 315 and 316 offshore the Kii Peninsula, Japan, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(8).
- Hashimoto, Y., M. Enjoji, A. Sakaguchi, and G. Kimura (2002), PT conditions of cataclastic deformation associated with underplating: An example from the Cretaceous Shimanto complex, Kii Peninsula, SW Japan, *Earth, planets and space*, 54(11), 1133-1138.

- Hashimoto, Y., M. Enjoji, A. Sakaguchi, and G. Kimura (2003), In situ pressure–temperature conditions of a tectonic mélangé: Constraints from fluid inclusion analysis of syn - mélangé veins, *Island arc*, 12(4), 357-365.
- Heki, K. (2006), Secular, transient and seasonal crustal movements in Japan from a dense GPS array : Implication for plate dynamics in convergent boundaries, *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults*.
- Hemley, J. J., and W. Jones (1964), Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, *Economic Geology*, 59(4), 538-569.
- Henry, P., et al. (2011), *Integrated Ocean Drilling Program Expedition 333 preliminary report; NanTroSEIZE Stage 2; subduction inputs 2 and heat flow; 12 December 2010-10 January 2011*, 107 pp., IODP Management International, College Station, TX, United States.
- Hirata, T., and R. W. Nesbitt (1995), U-Pb isotope geochronology of zircon: Evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique, *Geochimica et cosmochimica Acta*, 59(12), 2491-2500.
- Huang, W.-L. (1996), Experimental study of vitrinite maturation: effects of temperature, time, pressure, water, and hydrogen index, *Organic Geochemistry*, 24(2), 233-241.
- Hunt, J. M. (1991), Generation of gas and oil from coal and other terrestrial organic matter, *Organic Geochemistry*, 17(6), 673-680.
- Hyndman, R., and K. Wang (1993), Thermal constraints on the zone of major thrust earthquake failure: The Cascadia subduction zone, *Journal of Geophysical Research*, 98(B2), 2039-2060.
- Hyndman, R., and K. Wang (1995), The rupture zone of Cascadia great earthquakes from current deformation and the thermal regime, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH-ALL SERIES-*, 100, 22-22.
- Hyndman, R., M. Yamano, and D. Oleskevich (1997), The seismogenic zone of subduction thrust faults, *Island Arc*, 6(3), 244-260.
- 今井功 (1982), 諸塚山地域の地質, *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 71.
- Ike, T., G. F. Moore, S. i. Kuramoto, J. O. Park, Y. Kaneda, and A. Taira (2008), Variations in sediment thickness and type along the northern Philippine Sea Plate at the Nankai Trough, *Island Arc*, 17(3), 342-357.

- Isozaki, Y., K. Aoki, T. Nakama, and S. Yanai (2010), New insight into a subduction-related orogen: A reappraisal of the geotectonic framework and evolution of the Japanese Islands, *Gondwana Research*, 18(1), 82-105.
- Ito, H. (2014), Zircon U–Th–Pb dating using LA-ICP-MS: Simultaneous U–Pb and U–Th dating on the 0.1Ma Toya Tephra, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 210-223.
- Ito, Y., Y. Asano, and K. Obara (2009), Very-low-frequency earthquakes indicate a transpressional stress regime in the Nankai accretionary prism, *Geophysical Research Letters*, 36(20), n/a-n/a.
- 伊藤久敏, 田村明弘, 森下知晃, 荒井章司 (2010), 野島断層およびその周辺の花崗岩質岩から得られたジルコンの U - Pb および FT 年代—LA - ICP - MS による U - Pb 年代測定法の新たな展望—, *地質学雑誌*, 116(10), 544-551.
- Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose (2007), Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, 315(5811), 503-506.
- 伊藤久敏, 鈴木浩一 (2005), オーストラリア高温岩体発電サイト Cooper Basin の地質--文献調査、電磁探査、カッティングス調査、FT 年代測定に基づいて, *電力中央研究所報告 研究報告(4035)*, 1-23, 巻頭 21~24.
- 伊藤久敏, 倉橋克聡, 田村明弘, 千田太詩, 荒井章司, 森下知晃 (2009), LA-ICP-MS を用いたジルコンの FT 用年代標準試料の U-Pb 年代測定— Nd-YAG レーザーとエキシマレーザーの比較—, *Fission Track News letter*, 22, 11-19.
- Jaboyedoff, M., F. Bussy, B. Kübler, and P. Thelin (2001), Illite “crystallinity” revisited, *Clays and Clay Minerals*, 49(2), 156-167.
- Jefferies, S., R. Holdsworth, T. Shimamoto, H. Takagi, G. Lloyd, and C. Spiers (2006a), Origin and mechanical significance of foliated cataclastic rocks in the cores of crustal - scale faults: Examples from the Median Tectonic Line, Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B12).
- Jefferies, S., R. Holdsworth, C. Wibberley, T. Shimamoto, C. Spiers, A. Niemeijer, and G. Lloyd (2006b), The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan, *Journal of Structural Geology*, 28(2), 220-235.
- Kamata, H., and K. Kodama (1999), Volcanic history and tectonics of the Southwest Japan Arc, *Island Arc*, 8(3), 393-403.

- Kameda, J., H. Raimbourg, T. Kogure, and G. Kimura (2011), Low-grade metamorphism around the down-dip limit of seismogenic subduction zones: Example from an ancient accretionary complex in the Shimanto Belt, Japan, *Tectonophysics*, 502(3), 383-392.
- Kameda, J., H. Raimbourg, T. Kogure, and G. Kimura (2011), Low-grade metamorphism around the down-dip limit of seismogenic subduction zones: Example from an ancient accretionary complex in the Shimanto Belt, Japan, *Tectonophysics*, 502(3-4), 383-392.
- Kameda, J., M. Shimizu, K. Ujiie, T. Hirose, M. Ikari, J. Mori, K. Oohashi, and G. Kimura (2015), Pelagic smectite as an important factor in tsunamigenic slip along the Japan Trench, *Geology*, 43(2), 155-158.
- Kamei, R., R. G. Pratt, and T. Tsuji (2012), Waveform tomography imaging of a megasplay fault system in the seismogenic Nankai subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 343-353.
- Kimura, G., and A. Mukai (1991), Underplated units in an accretionary complex: Melange of the Shimanto Belt of eastern Shikoku, southwest Japan, *Tectonics*, 10(1), 31-50.
- 木村学, 三ヶ田均, 小平秀一 (2002), 四万十付加体・南海付加体リンク研究の総合戦略と地震発生帯掘削 (総特集 沈み込み帯地震発生帯 -その物質科学と深海掘削)- (2 章 沈み込み帯地震発生帯の地質学と物質科学), 号外地球(36), 22-27.
- 木村学, 木下正高 (2009), 付加体と巨大地震発生帯: 南海地震の解明に向けて, 東京大学出版会.
- Kimura, G., Y. Kitamura, Y. Hashimoto, A. Yamaguchi, T. Shibata, K. Ujiie, and S. y. Okamoto (2007), Transition of accretionary wedge structures around the up-dip limit of the seismogenic subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 255(3-4), 471-484.
- Kimura, G., G. F. Moore, M. Strasser, E. Screaton, D. Curewitz, C. Streiff, and H. Tobin (2011), Spatial and temporal evolution of the megasplay fault in the Nankai Trough, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(3).
- Kimura, G., A. Yamaguchi, M. Hojo, Y. Kitamura, J. Kameda, K. Ujiie, Y. Hamada, M. Hamahashi, and S. Hina (2012), Tectonic mélangé as fault rock of subduction plate boundary, *Tectonophysics*, 568-569, 25-38.



- Kimura, G., M. Hamahashi, S. y. Okamoto, A. Yamaguchi, J. Kameda, H. Raimbourg, Y. Hamada, H. Yamaguchi, and T. Shibata (2013), Hanging wall deformation of a seismogenic megasplay fault in an accretionary prism: The Nobeoka Thrust in southwestern Japan, *Journal of Structural Geology*, 52, 136-147.
- 木村克己 (1998), 付加体の out-of-sequence thrust, *地質学論集*(50), 131-146.
- Kinoshita, M., H. Tobin, J. Ashi, G. Kimura, S. Lallemand, E. Sreaton, D. Curewitz, H. Masago, K. Moe, and E. Scientists (2009), NanTroSEIZE stage 1: investigations of seismogenesis, Nankai Trough, Japan, paper presented at Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program, Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc. Washington, DC.
- Kisch, H. J. (1991), Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X - ray diffraction settings, and interlaboratory samples, *Journal of metamorphic Geology*, 9(6), 665-670.
- Kitada, K., E. Araki, T. Kimura, M. Kinoshita, A. Kopf, and D. Saffer (2013), Long-term monitoring at C0002 seafloor borehole in Nankai Trough seismogenic zone, paper presented at Underwater Technology Symposium (UT), 2013 IEEE International, IEEE.
- Kitajima, H., and D. M. Saffer (2012), Elevated pore pressure and anomalously low stress in regions of low frequency earthquakes along the Nankai Trough subduction megathrust, *Geophysical Research Letters*, 39(23).
- Kodaira, S., N. Takahashi, J. O. Park, K. Mochizuki, M. Shinohara, and S. Kimura (2000), Western Nankai trough seismogenic zone: Results from a wide - angle ocean bottom seismic survey, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 5887-5905.
- Koketsu, K., et al. (2011), A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 310(3-4), 480-487.
- Kondo, H., G. Kimura, H. Masago, K. Ohmori-Ikehara, Y. Kitamura, E. Ikesawa, A. Sakaguchi, A. Yamaguchi, and S. Okamoto (2005), Deformation and fluid flow of a major out-of-sequence thrust located at seismogenic depth in an accretionary complex: Nobeoka Thrust in the Shimanto Belt, Kyushu, Japan, *Tectonics*, 24(6), TC6008.
- Kouketsu, Y., T. Mizukami, H. Mori, S. Endo, M. Aoya, H. Hara, D. Nakamura, and S. Wallis (2014), A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low - grade metamorphism using peak width, *Island Arc*, 23(1), 33-50.

- Krevelen, D. v. (1961), Coal, *Elsevier, Amsterdam*, 5, 14.
- Kubler, B. (1968), Evaluation quantitative du metamorphism par la cristallinite de l'Illite, *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 2(2), 385-397.
- Lahfid, A., O. Beyssac, E. Deville, F. Negro, C. Chopin, and B. Goffé (2010), Evolution of the Raman spectrum of carbonaceous material in low - grade metasediments of the Glarus Alps (Switzerland), *Terra Nova*, 22(5), 354-360.
- Laughland, M. M., and M. B. Underwood (1993), Vitrinite reflectance and estimates of paleotemperature within the upper Shimanto Group, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan, *Special Papers-Geological Society of America*, 25-25.
- Le Bayon, R., G. P. Brey, W. G. Ernst, and R. F. Mählmann (2011), Experimental kinetic study of organic matter maturation: Time and pressure effects on vitrinite reflectance at 400°C, *Organic Geochemistry*, 42(4), 340-355.
- Ludwig, K. R. (2003), *User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*, Kenneth R. Ludwig.
- Maltman, A. J. (1998), Deformation structures from the toes of active accretionary prisms, *Journal of the Geological Society*, 155(4), 639-650.
- Marcaillou, B., P. Henry, M. Kinoshita, T. Kanamatsu, E. Sreaton, H. Daigle, V. Harcouët-Menou, Y. Lee, O. Matsubayashi, and M. K. Thu (2012), Seismogenic zone temperatures and heat-flow anomalies in the To-nankai margin segment based on temperature data from IODP expedition 333 and thermal model, *Earth and Planetary Science Letters*, 349, 171-185.
- Meunier, A., and B. D. Velde (2013), *Illite: Origins, evolution and metamorphism*, Springer Science & Business Media.
- Mezger, K., and E. J. Krogstad (1997), Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation, *Journal of Metamorphic Geology*, 15(1), 127-140.
- Miller, J. S., J. E. Matzel, C. F. Miller, S. D. Burgess, and R. B. Miller (2007), Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1), 282-299.
- Miyazaki, S. i., and K. Heki (2001), Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc - arc collision, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B3), 4305-4326.

- 宮脇律郎, 佐野貴司, 大橋文彦, 鈴木正哉, 小暮敏博, 奥村大河, 亀田純, 梅染卓也, 佐藤努, and 千野大輔 (2010), 日本粘土学会参考試料の分析・評価, *粘土科学*, 48(4), 158-198.
- Moore, G., B. Boston, M. Strasser, M. Underwood, and R. Ratliff (2015), Evolution of tectono-sedimentary systems in the Kumano Basin, Nankai Trough forearc, *Marine and Petroleum Geology*, 67, 604-616.
- Moore, G. F., N. L. Bangs, A. Taira, S. Kuramoto, E. Pangborn, and H. J. Tobin (2007), Three-Dimensional Splay Fault Geometry and Implications for Tsunami Generation, *Science*, 318(5853), 1128-1131.
- Moore, G. F., A. Taira, and A. Klaus, et al., (2001) Site 1173, *In Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Initial Reports Volume 190
- Moore, J. C., and A. Allwardt (1980), Progressive deformation of a Tertiary trench slope, Kodiak Islands, Alaska, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B9), 4741-4756.
- Moore, J. C., and D. Saffer (2001), Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, 29(2), 183-186.
- Moore, J. C., T. A. Plank, F. M. Chester, P. J. Polissar, and H. M. Savage (2015), Sediment provenance and controls on slip propagation: Lessons learned from the 2011 Tohoku and other great earthquakes of the subducting northwest Pacific plate, *Geosphere*, 11(3), 533-541.
- Mori, K., and K. Taguchi (1988), Examination of the low-grade metamorphism in the Shimanto Belt by vitrinite reflectance, *Modern Geology*, 12, 325-339.
- Mukoyoshi, H., T. Hirano, H. Hara, K. Sekine, N. Tsuchiya, A. Sakaguchi, and W. Soh (2009), Style of fluid flow and deformation in and around an ancient out - of - sequence thrust: An example from the Nobeoka Tectonic Line in the Shimanto accretionary complex, Southwest Japan, *Island Arc*, 18(2), 333-351.
- 向吉秀樹, 原英俊, 池原琴絵 (2007), イライト結晶度における温度条件の定量的見積もり: 九州東部, 秩父帯・四万十帯付加コンプレックスにおけるビトリナイト反射率との比較, *地質調査研究報告*, 58(1), 23-31.
- 村田明広 (1995), イライト結晶度からみた延岡衝上断層上盤の熱構造, *日本地質学会学術大会講演要旨*, 102, 218.

- 村田明広 (1998), 四万十帯のデュープレックスと低角ナップ構造, *地質学論集*(50), 147-158.
- 村田明広 (1999), 九州-四国の四万十帯の低角ナップ構造, *構造地質*(43), 61-67.
- 中間隆晃, 平田岳史, 大藤茂, 青木一勝, 柳井修一, and 丸山茂徳 (2010), 日本列島の古地理学—碎屑性ジルコン年代頻度分布と造山帯後背地の変遷—, *地学雑誌*, 119(6), 1161-1172.
- Nakamura, Y., T. Yoshino, and M. Satish-Kumar (2017), An experimental kinetic study on the structural evolution of natural carbonaceous material to graphite. *American Mineralogist*, 102, 135–148.
- Nakajima, T. (1994), The Ryoke plutonometamorphic belt: crustal section of the Cretaceous Eurasian continental margin, *Lithos*, 33(1-3), 51-66.
- Nakajima, T., H. Kamiyama, I. S. Williams, and K. Tani (2004), Mafic rocks from the Ryoke Belt, southwest Japan: implications for Cretaceous Ryoke/San-yo granitic magma genesis, *Geological Society of America Special Papers*, 389, 249-263.
- Moreno, T., S. Wallis, T., Kojima, and W. Gibbons (2016), The Geology of Japan, Geological Society of London.
- Nakanishi, A., S. Kodaira, S. Miura, A. Ito, T. Sato, J. O. Park, Y. Kido, and Y. Kaneda (2008), Detailed structural image around splay - fault branching in the Nankai subduction seismogenic zone: Results from a high - density ocean bottom seismic survey, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B3), 27,151-127,168.
- 新正裕尚, 和田穰隆, 折橋裕二, 角井朝昭, 中井俊一 (2003), 岩脈中の花こう岩質包有物のジルコン U-Pb 年代から推定される奈良県吉野地域の中央構造線南方に伏在する中新世花こう岩質岩体, *地質学雑誌*, 109(12), 689-696.
- Nishi, H. (1988), Structural analysis of the Shimanto accretionary complex, Kyushu, Japan, based on foraminiferal biostratigraphy, *Tectonics*, 7(3), 641-652.
- Obara, K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296(5573), 1679-1681.
- Obara, K., and A. Kato (2016), Connecting slow earthquakes to huge earthquakes, *Science*, 353(6296), 253-257.

- Ohmori, K., A. Taira, H. Tokuyama, A. Sakaguchi, M. Okamura, and A. Aihara (1997), Paleothermal structure of the Shimanto accretionary prism, Shikoku, Japan: Role of an out-of-sequence thrust, *Geology*, 25(4), 327-330.
- Okada, Y., K. Kasahara, S. Hori, K. Obara, S. Sekiguchi, H. Fujiwara, and A. Yamamoto (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan—Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net—, *Earth, Planets and Space*, 56(8), xv-xxviii.
- Okamoto, S., G. Kimura, S. Takizawa, and H. Yamaguchi (2006), Earthquake fault rock indicating a coupled lubrication mechanism, *eEarth Discussions*, 1(2), 135-149.
- 奥村公男, 寺岡易司, 杉山雄一 (1985), 蒲江地域の地質, *地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅)*, 58, 36p. .
- 沖野郷子 (2015), フィリピン海の磁気異常とテクトニクス, *地学雑誌*, 124(5), 729-747.
- Okino, K., Y. Ohara, S. Kasuga, and Y. Kato (1999), The Philippine Sea: new survey results reveal the structure and the history of the marginal basins, *Geophysical Research Letters*, 26(15), 2287-2290.
- Oleskevich, D., R. Hyndman, and K. Wang (1999), The updip and downdip limits to great subduction earthquakes: Thermal and structural models of Cascadia, south Alaska, SW Japan, and Chile, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B7), 14965-14991.
- Onishi, C., G. Kimura, Y. Hashimoto, K. Ikehara-Ohmori, and T. Watanabe (2001), Deformation history of tectonic melange and its relationship to the underplating process and relative plate motion: An example from the deeply buried Shimanto Belt, SW Japan, *Tectonics*, 20(3), 376-393.
- Onishi, C. T., and G. Kimura (1995), Change in fabric of melange in the Shimanto Belt, Change in relative convergence?, *Tectonics*, 14(5), 1273-1289.
- 折橋裕二, 岩野英樹, 平田岳史, 檀原徹, 新正裕尚 (2007), 西南日本外帯, 熊野酸性岩類に含まれる赤色・無色・灰濁色ジルコンの U-Pb 年代および微量元素組成と珪長質マグマの成因, *地質学雑誌*, 113(7), 366-383.
- Park, J. O., T. Tsuru, S. Kodaira, P. R. Cummins, and Y. Kaneda (2002), Splay fault branching along the Nankai subduction zone, *Science*, 297(5584), 1157-1160.
- Pasteris, J.D., and B. Wopenka (1991) Raman spectra of "graphite" as indicators of degree of metamorphism. *Canadian Mineralogist* 29, 1-9.

- Pickering, K. T., M. B. Underwood, S. Saito, H. Naruse, S. Kutterolf, R. Scudder, J.-O. Park, G. F. Moore, and A. Slagle (2013), Depositional architecture, provenance, and tectonic/eustatic modulation of Miocene submarine fans in the Shikoku Basin: Results from Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(6), 1722-1739.
- Rahl, J. M., K. M. Anderson, M. T. Brandon, and C. Fassoulas (2005), Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks: calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece, *Earth and Planetary Science Letters*, 240(2), 339-354.
- Robinson, D., L. Warr, and R. Bevins (1990), The illite 'crystallinity' technique: a critical appraisal of its precision, *Journal of Metamorphic Geology*, 8(3), 333-344.
- Sagiya, T. (2004), A decade of GEONET: 1994–2003—The continuous GPS observation in Japan and its impact on earthquake studies—, *Earth, planets and space*, 56(8), xxix-xli.
- Saitoh, Y. (2014), Data report: grain size distribution of the late Cenozoic hemipelagic mud from Site C0011, *Proceedings of the Integrated Ocean Drilling Program*.
- Saitoh, Y., T. Ishikawa, M. Tanimizu, M. Murayama, Y. Ujiie, Y. Yamamoto, K. Ujiie, and T. Kanamatsu (2015), Sr, Nd, and Pb isotope compositions of hemipelagic sediment in the Shikoku Basin: Implications for sediment transport by the Kuroshio and Philippine Sea plate motion in the late Cenozoic, *Earth and Planetary Science Letters*, 421, 47-57.
- Sakaguchi, A. (1996), High paleogeothermal gradient with ridge subduction beneath the Cretaceous Shimanto accretionary prism, southwest Japan, *Geology*, 24(9), 795-798.
- Sakaguchi, A. (1999), Thermal maturity in the Shimanto accretionary prism, southwest Japan, with the thermal change of the subducting slab: fluid inclusion and vitrinite reflectance study, *Earth and Planetary Science Letters*, 173(1–2), 61-74.
- Sakaguchi, A., A. Yanagihara, K. Ujiie, H. Tanaka, and M. Kameyama (2007), Thermal maturity of a fold–thrust belt based on vitrinite reflectance analysis in the Western Foothills complex, western Taiwan, *Tectonophysics*, 443(3), 220-232.
- Sakaguchi, A., F. Chester, D. Curewitz, O. Fabbri, D. Goldsby, G. Kimura, C.-F. Li, Y. Masaki, E. J. Screaton, and A. Tsutsumi (2011), Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTro SEIZE cores, *Geology*, 39(4), 395-398.

- Sakamoto, T., K. Kuroki, T. Sugawara, K. Aoike, K. Iijima, and S. Sugisaki (2006), Non-destructive X-ray fluorescence (XRF) core-imaging scanner, TATSCAN-F2, *Scientific Drilling*, 2, 37-39.
- Sample, J. C., and J. C. Moore (1987), Structural style and kinematics of an underplated slate belt, Kodiak and adjacent islands, Alaska, *Geological Society of America Bulletin*, 99(1), 7-20.
- Sawai, M., T. Hirose, and J. Kameda (2014), Frictional properties of incoming pelagic sediments at the Japan Trench: implications for large slip at a shallow plate boundary during the 2011 Tohoku earthquake, *Earth, Planets and Space*, 66(1), 1-8.
- Sawai, Y., Y. Namegaya, Y. Okamura, K. Satake, and M. Shishikura (2012), Challenges of anticipating the 2011 Tohoku earthquake and tsunami using coastal geology, *Geophysical Research Letters*, 39(21), n/a-n/a.
- Schito, A., S. Corrado, C. Romano, and D. Grigo Comparing vitrinite reflectance and micro-Raman spectroscopy indexes to assess thermal maturity of organic matter dispersed in sediments: a case history from the South Atlantic passive margin.
- Schmitz, M. D., and S. A. Bowring (2001), U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(15), 2571-2587.
- Seno, T. (1977), The instantaneous rotation vector of the Philippine sea plate relative to the Eurasian plate, *Tectonophysics*, 42(2), 209-226.
- Seno, T. (1993), A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent With NUVELWI and Geological Data.
- Shibata, T., Y. Orihashi, G. Kimura, and Y. Hashimoto (2008), Underplating of mélangé evidenced by the depositional ages: U-Pb dating of zircons from the Shimanto accretionary complex, southwest Japan, *Island Arc*, 17(3), 376-393.
- Shipboard Scientific Party (1986a), Site 582, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 87, 35-122, doi:10.2973/dsdp.proc.87.103.1986.
- Shipboard Scientific Party (1986b), Site 583, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 87, 123-256, doi:10.2973/dsdp.proc.87.104.1986.

- Spinelli, G., and R. Harris (2011), Thermal effects of hydrothermal circulation and seamount subduction: Temperatures in the Nankai Trough Seismogenic Zone Experiment transect, Japan, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(12).
- Spinelli, G. A., and K. Wang (2008), Effects of fluid circulation in subducting crust on Nankai margin seismogenic zone temperatures, *Geology*, 36(11), 887-890.
- Stein, C. A., and S. Stein (1992), A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, 359(6391), 123-129.
- Strasser, M., et al. (2009), Origin and evolution of a splay fault in the Nankai accretionary wedge, *Nature Geoscience*, 2(9), 648-652.
- Strasser, M., et al. (2014), Site C0002. *In Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program*, vol. 338.
- Suganuma, Y., M. Okada, K. Horie, H. Kaiden, M. Takehara, R. Senda, J.-I. Kimura, K. Kawamura, Y. Haneda, and O. Kazaoka (2015), Age of Matuyama-Brunhes boundary constrained by U-Pb zircon dating of a widespread tephra, *Geology*, 43(6), 491-494.
- Sugawara, D., F. Imamura, K. Goto, H. Matsumoto, and K. Minoura (2013), The 2011 Tohoku-oki Earthquake Tsunami: Similarities and Differences to the 869 Jogan Tsunami on the Sendai Plain, *Pure and Applied Geophysics*, 170(5), 831-843.
- Sugihara, T., M. Kinoshita, E. Araki, T. Kimura, M. Kyo, Y. Namba, Y. Kido, Y. Sanada, and M. Thu (2014), Re-evaluation of temperature at the updip limit of locked portion of Nankai megasplay inferred from IODP Site C0002 temperature observatory, *Earth, Planets and Space*, 66(1), 107.
- Sugihara, T. (2016), Estimation of cuttings lag depth error in deep water riser drilling hole: A case study of NanTroSEIZE Site C0002, *Japan Geoscience Union Meeting*, abstract.
- Suzuki, K., and M. Adachi (1998), Denudation history of the high T/P Ryoke metamorphic belt, southwest Japan: constraints from CHIME monazite ages of gneisses and granitoids, *Journal of Metamorphic Geology*, 16(1), 23-37.
- Suzuki, K., M. Adachi, T. Kato, and S. Yogo (1999), CHIME dating method and its application to the analysis of evolutionary history of orogenic belts, *Chikyu Kagaku*, 33(1), 1-22.
- Suzuki, N., H. Matsubayashi, and D. W. Waples (1993), A simpler kinetic model of vitrinite reflectance, *AAPG bulletin*, 77(9), 1502-1508.



- Sweeney, J. J., and A. K. Burnham (1990), Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics, *AAPG bulletin*, 74(10), 1559-1570.
- Taira, A. (1988), The Shimanto Belt in Shikoku, Japan.-Evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism, *Modern Geology*, 12, 5-46.
- 平朝彦 (1980), 高知県四万十帯の地質とその起源, *四万十帯の地質学と古生物学-甲藤次郎教授還暦記念論文集*, 319-389.
- Takahashi, M. (1986), Anatomy of a middle Miocene Valles-type caldera cluster: Geology of the Okueyama volcano-plutonic complex, southwest Japan, *Journal of volcanology and geothermal research*, 29(1-4), 33-70.
- Tanabe, H., and K.-I. Kano (1996), Illite crystallinity study of the Cretaceous Shimanto Belt in the Akaishi Mountains, eastern Southwest Japan, *Island Arc*, 5(1), 56-68.
- Tanaka, H., N. Uehara, and T. Itaya (1995), Timing of cataclastic deformation of the Akaishi Tectonic Line, central Japan. *Contributions to Mineralogy Petrology* 120: 150–158.
- Tani, K., D. J. Dunkley, J.-I. Kimura, R. J. Wysoczanski, K. Yamada, and Y. Tatsumi (2010), Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan, *Geology*, 38(3), 215-218.
- Tera, F., and G. J. Wasserburg (1972a), U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions, *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1), 36-51.
- Tera, F., and G. J. Wasserburg (1972b), U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks, *Earth and Planetary Science Letters*, 14(3), 281-304.
- Tobin, H., et al. (2015), Site C0002. *In Proceedings of Integrated Ocean Drilling Program*, vol. 348.
- Tobin, H. J., and D. M. Saffer (2009), Elevated fluid pressure and extreme mechanical weakness of a plate boundary thrust, Nankai Trough subduction zone, *Geology*, 37(8), 679-682.
- Tsuji, T., R. Kamei, and R. G. Pratt (2014), Pore pressure distribution of a mega-splay fault system in the Nankai Trough subduction zone: Insight into up-dip extent of the seismogenic zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 396, 165-178.
- Tsuji, T., H. Tokuyama, P. Costa Pisani, and G. Moore (2008), Effective stress and pore pressure in the Nankai accretionary prism off the Muroto Peninsula, southwestern Japan, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B11).

- Tsuji, T., J. Ashi, M. Strasser, and G. Kimura (2015), Identification of the static backstop and its influence on the evolution of the accretionary prism in the Nankai Trough, *Earth and Planetary Science Letters*, 431, 15-25.
- Tsuji, T., G. Kimura, S. Okamoto, F. Kono, H. Mochinaga, T. Saeki, and H. Tokuyama (2006), Modern and ancient seismogenic out-of-sequence thrusts in the Nankai accretionary prism: Comparison of laboratory-derived physical properties and seismic reflection data, *Geophysical Research Letters*, 33(18), L18309.
- Tsutsumi, A., O. Fabbri, A. M. Karpoff, K. Ujiie, and A. Tsujimoto (2011), Friction velocity dependence of clay - rich fault material along a megasplay fault in the Nankai subduction zone at intermediate to high velocities, *Geophysical Research Letters*, 38(19).
- Tsutsumi, Y., A. Miyashita, K. Terada, and H. Hidaka (2009), SHRIMP U-Pb dating of detrital zircons from the Sanbagawa Belt, Kanto Mountains, Japan: need to revise the framework of the belt, *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 104(1), 12-24.
- Ujiie, K. (2003), Deformation and fluid pressure variation during initiation and evolution of the plate boundary décollement zone in the Nankai accretionary prism, *Journal of Geophysical Research*, 108(B8).
- Ujiie, K., and A. Tsutsumi (2010), High-velocity frictional properties of clay-rich fault gouge in a megasplay fault zone, Nankai subduction zone, *Geophysical Research Letters*, 37(24), n/a-n/a.
- Ujiie, K., and G. Kimura (2014), Earthquake faulting in subduction zones: insights from fault rocks in accretionary prisms, *Progress in Earth and Planetary Science*, 1(1), 1.
- Underwood, M. B., and R. H. Strong (1986), Vitrinite Reflectance and Illite Crystallinity, Cambria Slab and Franciscan Complex, Central California Coast *Rep. 2331-1258*, US Geological Survey.
- Underwood, M. B., and D. G. Howell (1987), Thermal maturity of the Cambria slab, an inferred trench-slope basin in central California, *Geology*, 15(3), 216-219.
- Underwood, M. B., and C. Song (2016), Data report: clay mineral assemblages in cuttings from Hole C0002F, IODP Expedition 338, upper Nankai Trough accretionary prism, paper presented at Proc. IODP| Volume.

- Underwood, M. B., M. M. Laughland, and S. M. Kang (1993), A comparison among organic and inorganic indicators of diagenesis and low-temperature metamorphism, Tertiary Shimanto Belt, Shikoku, Japan, *Geological Society of America Special Papers*, 273, 45-62.
- Underwood, M. B., S. Saito, Y. Kubo, and I. E. S. the (2010), IODP Expedition 322 Drills Two Sites to Document Inputs to The Nankai Trough Subduction Zone, *Sci. Dril.*, 10, 14-25.
- Underwood, M. B., M. M. Laughland, T. Byrne, J. Hibbard, and L. DiTullio (1992), Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Muroto Peninsula, Shikoku, Japan, *Island Arc*, 1(1), 116-132.
- Wada, H., T. Tomita, K. Matsuura, K. Tuchi, M. Ito, and T. Morikiyo (1994), Graphitization of carbonaceous matter during metamorphism with references to carbonate and pelitic rocks of contact and regional metamorphisms, Japan, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118(3), 217-228.
- Wan, Y., C. Dong, D. Liu, A. Kröner, C. Yang, W. Wang, L. Du, H. Xie, and M. Ma (2012), Zircon ages and geochemistry of late Neoproterozoic syenogranites in the North China Craton: A review, *Precambrian Research*, 222–223, 265-289.
- Wang, G.-F. (1989), Carbonaceous material in the Ryoke metamorphic rocks, Kinki district, Japan, *Lithos*, 22(4), 305-316.
- Wang, K., and Y. Hu (2006), Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B6).
- Waples, D. W., H. Kamata, and M. Suizu (1992), The Art of Maturity Modeling, Part 1: Finding a Satisfactory Geologic Model (1), *AAPG Bulletin*, 76(1), 31-46.
- Warr, L. N., and A. H. N. Rice (1994), Interlaboratory standardization and calibration of day mineral crystallinity and crystallite size data, *Journal of Metamorphic Geology*, 12(2), 141-152.
- Wei, D., and T. Seno (1998), Determination of the Amurian plate motion, *Mantle dynamics and plate interactions in East Asia*, 337-346.
- Wetherill, G. W. (1956), Discordant uranium - lead ages, I, *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 37(3), 320-326.
- Whiticar, M. J. (1994), Correlation of natural gases with their sources, *Memoirs-American Association of Petroleum Geologists*, 261-261.

- Whitney, G., and H. R. Northrop (1988), Experimental investigation of the smectite to illite reaction: Dual reaction mechanisms and oxygen-isotope systematics, *American Mineralogist*, 7(3), 77-90.
- Wopenka, B., and J.D., Pasteris (1993), Structural characterisation of kerogen to granulite facies graphite: applicability of Raman microprobe spectroscopy, *American Mineralogist* 78(5), 533-557.
- Wilkins, R. W. T., and S. C. George (2002), Coal as a source rock for oil: a review, *International Journal of Coal Geology*, 50(1-4), 317-361.
- Wintsch, R., R. Christoffersen, and A. Kronenberg (1995), Fluid - rock reaction weakening of fault zones, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 13021-13032.
- Yamaguchi, A., S. F. Cox, G. Kimura, and S. Okamoto (2011a), Dynamic changes in fluid redox state associated with episodic fault rupture along a megasplay fault in a subduction zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 302(3), 369-377.
- Yamaguchi, A., et al. (2011b), Progressive illitization in fault gouge caused by seismic slip propagation along a megasplay fault in the Nankai Trough, *Geology*, 39(11), 995-998.
- Yamaguchi, A., T. Ishikawa, Y. Kato, T. Nozaki, F. Meneghini, C. D. Rowe, J. C. Moore, A. Tsutsumi, and G. Kimura (2014), Fluid-rock interaction recorded in black fault rocks in the Kodiak accretionary complex, Alaska, *Earth, Planets and Space*, 66(1), 1-7.
- Yamaguchi, A., S. Hina, Y. Hamada, J. Kameda, M. Hamahashi, T. Kuwatani, M. Shimizu, and G. Kimura (2016), Source and sink of fluid in pelagic siliceous sediments along a cold subduction plate boundary, *Tectonophysics*, 686, 146-157.
- 山北聡, 伊藤谷生, 田中秀実, 渡辺弘樹 (1995), 古期中央構造線としての佐志生断層の前期漸新世における top-to-the-west 斜め衝上運動, *地質学雑誌*, 101(12), 978-989
- Yamamoto, Y., and S. Kawakami (2005), Rapid tectonics of the Late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision, *Island Arc*, 14(2), 178-198.
- Yamamoto, Y., Y. Hamada, N. Kamiya, T. Ojima, S. Chiyonobu, and S. Saito Geothermal structure of the Miura-Boso plate subduction zone, central Japan, *Tectonophysics*.
- Yamano, M., M. Kinoshita, S. Goto, and O. Matsubayashi (2003), Extremely high heat flow anomaly in the middle part of the Nankai Trough, *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 28(9), 487-497.

Yamano, M., J. P. Foucher, M. Kinoshita, A. Fisher, and R. D. Hyndman (1992), Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism, *Earth and Planetary Science Letters*, 109(3), 451-462.

Yui, T. F., E. Huang, and J. Xu (1996), Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks, *Journal of Metamorphic Geology*, 14(2), 115-124.

## 8. 謝辞

本論文を作成するにあたり，指導教員の芦寿一郎准教授，山口飛鳥助教には，全ての章において丁寧且つ熱心なご指導を賜りました．山崎俊嗣教授，須貝俊彦教授，木下正高教授，大坪誠博士には，副査として本論文に対して多くの助言を頂き，誠にありがとうございました．

第 2 章に関しては，日本学術振興会科学研究費助成事業における科研費（JP25800278，JP16J04053）の助成と，平成 27 年度 IODP 乗船後研究委託事業「Exp. 348 掘削試料解析に基づく南海トラフ付加体内部の応力と変形機構」の助成を受けました．また，本章の研究は，統合国際深海掘削計画(Integrated Ocean Drilling Program; IODP) (現・国際深海科学掘削計画: International Ocean Discovery Program)によってデータと試料の提供を受けたものとなります．掘削に携わった地球深部探査船「ちきゅう」の乗組員の方々，観測技術員の方々，第 338 次航海・第 348 次航海の共同主席研究者であるアメリカウィスコンシン大学の Harold Tobin 教授，アメリカペンシルベニア州立大学の Demian Saffer 教授，海洋研究開発機構の廣瀬丈洋博士，オーストリア インスブルック大学の Michel Strasser 教授，アメリカライス大学の Brandon Dugan 教授，千葉大学の金川久一教授，アメリカハワイ大学の Gregory Moore 教授，また第 348 次航海中の研究環境をマネジメントしていただきました海洋研究開発機構の前田玲奈博士，Sean Toczko 博士，更に第 338 次航海と第 348 次航海の乗船研究者の全ての方々に深く感謝いたします．

ビトリナイト反射率に関する実験手順からその解釈までは，海洋研究開発機構の山本由弦博士・濱田洋平博士・山田泰広博士，国立環境研究所の淵田茂司博士，東京大学の喜岡新博士・大村亜希子博士，山口大学の坂口有人教授，ミズーリ大学の Michael B. Underwood 教授から多くのご助言をいただきました．ラマン分光分析法では，機械の使用，分析手順，その解釈に至るまでを名古屋大学の瀨瀬結衣助教から様々な助言を頂き，大変お世話になりました．ジルコンの年代測定の実験手順から解釈までは，電力中央研究所の伊藤久敏博士・大木理江花氏，東京大学の平林頌子氏には，大変お世話になりました．包括的な付加体の構造とその発達史の解釈については，東京海洋大学の木村学教授，東京大学の木下正高教授・沖野郷子教授，筑波大学の氏家恒太郎准教授，海洋研究開発機構の白石和也博士，産業技術総合研究所の宮川歩夢博士，東京大学の高下裕章氏からの貴重な助言を頂き，九

州大学の辻健准教授，東京大学の金原富子氏には，図の提供をしていただきました．

第 3 章に関しては，日本学術振興会科学研究費助成事業における科研費（21107005，23244099）の助成と，高知大学海洋コア総合研究センター共同利用研究の助成を受けました(12A007, 12B006)．延岡衝上断層掘削計画における掘削は，住鉱資源開発株式会社の水落幸広氏，長谷和則氏，明石孝行氏をはじめとして多くの方々にご協力いただきました．掘削時の記載や検層実施の期間中は，宮崎大学の神田猛教授に大学の宿舍を提供していただきました．

東京学芸大学の藤本光一郎准教授，北海道大学の亀田純准教授，鹿児島大学の北村有迅助教，産業技術総合研究所の濱橋真理博士，高知大学の橋本善孝准教授，海洋研究開発機構の濱田洋平博士・斎藤実篤博士には，掘削されたボーリングコア記載・観察をともに行うだけでなく，論文に関する多岐にわたるご助言をいただきました．掘削されたボーリングコア記載・観察には，比名祥子氏，栄田美緒氏からも協力していただきました．産業技術総合研究所の原英俊博士にはイライト結晶度を校正するための JIC 試料の提供をしていただきました．誠にありがとうございました．

また，日常の議論を通じて多くの知識や示唆を頂いた東京大学大気海洋研究所芦研究室の皆様へ感謝します．

本博士論文を作成するにあたり，協力していただいた皆様へ心から感謝の気持ちと御礼を申し上げたく，ここに謝辞としてかえさせていただきます．