

博士論文（要約）

細粒タービダイトによる古地震履歴復元の基礎的研究

-南海トラフを例として-

(A fundamental research of fine-grained turbidites
for reconstructing the seismic history in the Nankai Trough)

奥津 なつみ

論文の内容の要旨

論文題目 細粒タービダイトによる古地震履歴復元の基礎的研究
-南海トラフを例として-

(A fundamental research of fine-grained turbidites
for reconstructing the seismic history in the Nankai Trough)

氏 名 奥津 なつみ

過去の地震履歴の推定には、津波堆積物や古文書が用いられてきているが、海底堆積物を用いることで、より古い時代に遡る広範囲の情報が得られる。特に海底堆積物中のタービダイトを用いた古地震研究は、北米西海岸沖をはじめ多くの海域で行われており、様々な成果があげられてきている。タービダイトとは、地震動などによって崩壊した土砂と海水が混合した流れ（混濁流）が重力に従い斜面を流れ下り、やがて勢いを失うことよって堆積した地層のことを指す。地震によって形成されたタービダイトを用いた過去の地震記録の解析は、海域より採取した柱状コア試料中のタービダイト層の認定とそれらの年代決定に基づいて行われてきた。しかし、混濁流は洪水や火山噴火など、地震動以外の要因でも発生し得るため、タービダイトがどのような原因で形成されたかの特定は重要である。先行研究では、例えば陸上河川からの直接的な土砂供給のない地点での試料採取を行うことでタービダイトが地震性であると判断してきた。このような場所では、発生する混濁流も主に細粒粒子から構成されると考えられ、顕著な砂層の堆積を伴わない場合が多い。したがって、形成されるタービダイトも、一般的な砂質タービダイトと比較して細粒なシルトあるいは粘土からなる細粒タービダイトとなる。細粒タービダイトの特徴や堆積様式、そしてタービダイト古地震学を適用する海域において、地震動の発生に伴いどのような特徴を持ったタービダイトが形成されるのかは、堆積物の種類や地震動の規模、海底地形により異なる。そのため、タービダイトを用いた地震履歴推定のためには、海域毎での堆積構造・物性・化学組成などの情報の集積と特徴の抽出が必要であると考えられる。そこで本研究は、繰り返し巨大地震が起きたことが明らかにされている南海トラフ海域にて細粒タービダイトの特徴をまとめ上げる基礎的研究を行った。更に、南海トラフ域の熊野沖と

日向沖の各タービダイトの堆積年代と各海域における地震発生年代との関連について議論した。

使用したサンプルは学術研究船「新青丸」KS-14-8 航海，学術研究船「白鳳丸」KH-15-2 航海，KH-17-2 航海において南海トラフ全域より採取された海底堆積物の柱状試料（コア試料）のうち，熊野沖および日向沖より採取されたコアである。これらのコア試料に対して，肉眼観察，X線CT画像による内部構造解析に加え，磁気測定，粒度分析，XRF コアスキャナーITRAX を用いた化学組成分析などを行った。各層の年代決定は，有孔虫の放射性炭素年代測定と火山灰層の同定に基づいて行った。

熊野沖の外縁隆起帯と前弧海盆の間に発達する堆積盆は，周囲から 250 m 以上凹んでおりターミナル海盆に相当する。この海盆より採取したマルチプルコア試料 KMC01a には，海底下 17 cm に層厚数 mm の極細粒砂層が認められ，シルト質の複数のラミナを伴う泥層がその上を覆う。セシウム 137 の濃度分布は 17 cm 以浅が一様に高い値を示し，それ以深は検出限界以下であることから表層 17 cm は 1950 年以降に堆積したと考えられる。また，過剰鉛-210 濃度も 17 cm 以浅は一様に高濃度で，それ以深では急激に低下することから，上位 17 cm は最近の堆積イベントを示唆する。採泥地点は洪水による河川からの土砂供給の影響を受ける場所ではないので，地震による堆積物供給と考えられ，1950 年以降の地震としては 2004 年の紀伊半島南東沖地震による可能性が大きい。次に，海底地形と古流向解析の結果をもとに，堆積物の供給源の広さと収支を見積もった。その結果，斜面表層 1 cm に満たない厚さの堆積物の再移動により本タービダイトが形成されることが明らかになった。また，極表層堆積物の再移動によるタービダイトの形成は，従来の海底地すべりに伴った形成に加え，新たに解明されつつあるタービダイトの堆積様式である。南海トラフにおいて，この堆積様式を堆積物から明らかにした例は本研究が初めてである。本研究地点の南東 20 km に位置するターミナル海盆では，海底下浅部構造探査から表層堆積物の移動が推定されている。この結果と本研究で得られた結果を比較すると，2004 年時に堆積したと考えられる地層の厚さは 2 つの堆積盆で大きく異なるが，供給源の斜面域の面積に比例している可能性がある。

マルチプルコア試料と同地点より採取された約 6.7 m のコア試料 KPC03 は主にオリーブブラック色の粘土層で構成され，層厚 1 cm に満たないシルト層が約 10~15 cm 間隔で挟在する。これらの層は下部から上部にかけて，シルトから成る明瞭な基底部をもち，一部は平行葉理部を伴いつつ，無構造の泥層が確認されることから，細粒タービダイトと認定された。コアの深度 5.3 m には火山灰層が認められ，火山ガラスの主成分化学組成から鬼界アカホヤ火山灰（約 7,300 年前）に対比された。XRF コアスキャナーを用いた化学組成分析では，CT 画像での明色層，つまりシルト層付近での Ca と Fe のピークが見られる。さらに

詳しくみると、シルト層の直下（CT 画像上では暗色）で Fe が、そのやや上位のシルト層（CT 画像上では強い明色）において Ca が正のピークを示す。なお、Ca の挙動は有孔虫殻の量を、Fe の挙動は不透明鉱物をそれぞれ反映していると考えられる。シルト層の直下で Fe の正のピークの見られる層準は CT 画像では暗色となっているが、やや粗粒なシルト層の存在が確認されタービダイトの基底部とみられることから、X 線 CT 画像を用いたタービダイト層の認定には注意が必要である。また、Ca と Fe の正のピークは、生物擾乱により堆積構造が破壊され CT 画像において確認が困難なタービダイトでも認められるため、XRF コアスキャナーの使用はタービダイト認定に有効であることが分かった。浮遊性有孔虫を用いた C-14 年代測定の結果からは 13 点の年代値が得られた。コア深度 2.1 m におけるタービダイトとその直下の堆積年代の差を堆積層厚に換算すると、前述のマルチプルコア試料 KMC01 の泥質タービダイトと同様に、厚さ数 cm の海底表層の泥の移動による堆積過程が示唆された。既知の地震履歴との対比では、2 層準のタービダイトの堆積年代と地震の発生年代が矛盾せず、その間に発生した地震イベントとタービダイトの枚数が合うことからこの試料にすべての地震履歴が記録されている可能性が高いことが示された。

熊野沖ターミナル海盆中の凹地より採取された試料 KPC03 はタービダイトが頻繁に挟在する一方、同じ海盆内の少し高まった場所より採取された KPC04 にはタービダイトの挟在は少ない。これは地形の影響でタービダイトの堆積が海盆底と比較すると少なくなること、また、堆積速度が遅いゆえに生物擾乱を長い時間受け、薄いタービダイトが堆積したとしても完全に構造が破壊されたためと推定される。このように、採取地点のわずかな地形の違いでタービダイトの記録には大きな影響が及ぶと言える。

日向沖では、陸上河川からの直接的な土砂供給の影響を受けにくい地点と、陸からの影響を受ける地点の 2 地点からコア試料を採取し分析を行った。そのうち、前者の地点より採取された約 3.9 m のピストンコア試料 HPC05 は主にオリーブ色のシルト質粘土層で構成される。熊野沖と比較して、こちらの試料は厚さ 1~2 cm のシルト~極細粒砂からなる基底部を伴うタービダイトを約 5 cm 間隔で頻繁に挟在していた。その化学的特徴は熊野沖とは大きく異なっており、Ca、Br がシルト質粘土層で一様に高く、その上位の粘土層中、もしくは細粒タービダイト基底部でいずれも急減する。そしてタービダイト層内で一様に低い値を示し、上位のシルト質粘土層で再び一様に高い値を示す傾向にある。Fe は Ca、Br と共にタービダイトの基底部では急激に減少はするが、タービダイト内およびその上位のシルト質粘土層では基本的に一様に高い値を示す。Ca は熊野沖と同様に炭酸カルシウムを、Fe はタービダイト層内では堆積岩岩片や火山性碎屑物、シルト質粘土部では不透明鉱物を反映していると考えられる。日向沖のコア試料内で見られる化学的特徴は、試料採取地点の近くに多く存在する火山の影響を強く受けていると考えられる。

シルト質粘土層がタービダイトの上位に相当するか半遠洋性泥であるかは本研究で断定はできないが、一様に高いCaは有孔虫の濃集を反映しており、タービダイトの一部である可能性も排除できない。浮遊性有孔虫を用いたC-14年代測定の結果、12点の年代値が得られた。これらの年代と火山灰の年代を比較すると、有孔虫年代が3,000~5,000年ほど古い傾向がある。この原因としては、¹⁴Cをほとんど含まない古い有孔虫の混入が挙げられるが、一定の古さの再堆積物が安定して混入し続ける原因を説明するには至らなかった。日向沖に関しては、得られた年代値を既知の地震履歴と比較するに足る精度の高い年代軸は得られていないが、タービダイトの発生間隔を推定することは可能であり、400~700年間隔と推定された。

本研究では複数の極表層コア試料・長いコア試料を用いて、堆積構造・物性・磁気パラメータ・化学組成などの多様な解析手法から、細粒タービダイトの特徴とその堆積様式を明らかにした。これらの成果は、従来の砂質タービダイトに加え、細粒タービダイトを用いた古地震履歴復元を可能にし、研究対象域の拡大といった古地震学の発展につながる。

要旨

目次

第 1 章 序論	1
1.1 研究背景	1
1.1.1 タービダイトを用いた地震履歴研究	1
1.1.2 南海トラフにおける地震履歴研究	5
1.2 研究目的	8
第 2 章 地質背景と試料	10
2.1 地質概略	10
2.2 試料採取地点および試料の概要	11
第 3 章 手法	13
3.1 記載	13
3.2 X線 CT 画像による内部構造解析	13
3.3 電気比抵抗測定	14
3.4 粒度分析	14
3.5 XRF コアスキャナー ITRAX を用いた化学組成分析	14
3.6 帯磁率・帯磁率異方性	15
3.7 岩石磁気測定による磁性鉱物の粒子サイズの推定	16
3.8 自然残留磁化測定	17
3.9 火山ガラスの主元素組成の分析	17
3.10 有孔虫を用いた放射性炭素年代測定	18
3.11 放射性核種分析 (Pb-210 測定, Cs-137 測定)	18
第 4 章 結果	20
第 5 章 議論	21
第 6 章 結論	22
引用文献	26
謝辞	34
補遺	

第1章 序論

1.1 研究背景

1.1.1 タービダイトを用いた地震履歴研究

過去の地震履歴の推定には、古文書や遺跡の調査、陸域の堆積物、海域の堆積物の分析などが用いられてきた。しかし、古文書や遺跡から得られる情報は時間を遡るほど乏しくなり年代的に限られる。したがって、より古い地震履歴の解明には陸域もしくは海域の堆積物の分析が必要となる。陸域の堆積物は時間が経過していくなかで、風化・侵食により不完全な記録となる場合がある (Nelson et al., 2009) のに対し、海域は基本的に堆積の場であるので侵食による記録の喪失の影響を受けにくく、より古い年代までの記録が得られる。また、海域は海溝型巨大地震の発生域に位置するため、古地震の復元に際して陸域に比べて高精度な位置情報を含むと言える。

地震動や洪水といったイベントが発生すると、土砂と海水が混合した流れが重力に従い斜面を流れ下り、やがて勢いを失い堆積する。この流れのことを混濁流といい、混濁流によって形成された堆積物をタービダイトという (図 1-1)。海溝型巨大地震が発生すると、加速度を受けた海底の斜面は崩壊が生じ、タービダイトが海底に広く堆積する。この地震動に伴う混濁流の発生は、1929年グランドバンクス地震 ($M_w=7.2$) の際の海底斜面に敷設された海底ケーブルの連続的な破断から推定された (Heezen and Ewing, 1952)。また、混濁流の流下した範囲の表層堆積物がタービダイトであったこと (Heezen et al., 1954) から、タービダイトの形成要因の一つに地震動が挙げられることとなった。このように地震をトリガーとした混濁流の発生が知られるようになって以降、Adams (1990) による研究を始めとして世界中でタービダイトを用いた地震履歴の研究が取り込まれてきた。地震によって形成されたタービダイトを用いた過去の地震記録の解析は、具体的には海域より採取した柱状コア試料中のタービダイト層の認定とそれらの年代決定に基づいて行われてきた。このような研究は例えば米国西海岸北部 (例えば、Adams, 1990; Goldfinger et al., 2003a,b; Goldfinger et al., 2007)、地中海 (例えば、Kastens, 1984; Polonia et al., 2013; Ratzov et al., 2015)、日本海溝 (例えば、Ikehara et al., 2016; Usami et al., 2018) など、世界中で進展している。しかし、混濁流は地震動以外にも洪水時に河川から排出されるハイパーピクナル流、火山噴火、海底での地下水流出などによっても発生し得る (Goldfinger et al., 2012; 中嶋, 2000)。そのため、タービダイトがどのような原因で形成されたかの特定は重要である。地震動によって生じたタービダイトの判定には大きく分けて2種類の方法が適用されてきた。すなわち、タービダイトそのものの特徴から、地震性かそれ以外の要因かを識別するか、地震以外の要因が除外できるよ

な堆積環境からの試料を用いるか、である。しかし、タービダイト自体の特徴をもとに混濁流の発生要因を特定することは困難である（池原・宇佐見，2018）。そのため先行研究では，1) 広域でのタービダイトの同時堆積の確認（Kastens, 1984; Goldfinger et al., 2003a,b），2) 歴史地震の年代や深度とタービダイトの詳細な対比（Inouchi et al., 1996），3) 陸上河川からの直接的な土砂供給のない地点での試料採取（岩井ほか，2004），を行うことでタービダイトが地震性であると判断してきた。このなかで，最後の方法で挙げられた陸上河川からの土砂供給のない地点としては，具体的には海溝陸側斜面に形成されたターミナル小海盆などが考えられている（池原，2015）。ターミナル小海盆は後背地が限られるため，地震動の発生場所を高い空間精度で求めることができる。このような場所で発生する混濁流は主に細粒粒子から構成されると考えられ，顕著な砂層の堆積を伴わない場合が多い。したがって，形成されるタービダイトも，一般的な砂質タービダイトと比較して細粒なシルトあるいは泥からなる細粒タービダイトとなる。

細粒タービダイトの特徴の理解に関しては，様々な取り組みがなされてきた。堆積構造を明らかにした先行研究例として，Stow and Shanmugam（1980）が挙げられる。彼らは，細粒タービダイトが Bouma model（Bouma, 1962; Lowe, 1982）の Tc, Td, Te に相当し，T0～T8 の 8 つの部位からなり，大きく分けると下位から上位にかけて明瞭な基部，上方細粒化する葉理部，泥層，生物擾乱を伴う泥層によって構成されることを明らかにした（図 1-2）。微細組織（ファブリック）に関する先行研究としては，Rupke and Stanly（1974）や O'Brien et al.（1980），そして Kase et al.（2016）などが挙げられる。Kase et al.（2016）は，房総半島中央部に分布する三浦層群より採取された試料を用いて走査型電子顕微鏡を用いた観察を行った。その結果，半遠洋性堆積物では粒子が凝集したランダム配列の堆積物（フロック）がそのまま堆積しているのに対し，細粒タービダイトにおいてはフロック同士が衝突することにより ACP（aggregates of clay particles）と呼ばれる特有の粒状構造を作ること明らかにした（図 1-3）。海域より採取されたコア試料中に分布する細粒タービダイトの検出に関しては，前述の堆積構造に加え，色調や帯磁率などに基づいて検出が行われてきた。北米西海岸北部カスカディアマージンから得られたピストンコア中では，肉眼観察・X線 CT 画像観察を通じて葉理を伴うタービダイトや，上位にそれを伴わないイベント層が確認された（Gutierrez-Pastor et al., 2016）。この試料中に分布する細粒タービダイトと半遠洋性泥堆積物の境界は色調の違いにも表れている。また，日本海溝で得られたコア試料も同様にその境界は色調の違いによって特徴付けられている（Usami et al., 2017）。これまで，細粒タービダイトは通常時に堆積している半遠洋性堆積物（微化石や火山灰などを含む泥）との判別が困難であり，発見しにくいという問題が指摘されてきたが（Goldfinger, 2013），前述のように色

調の違いに明確に現れる地域もある。しかし、本論で対象としている南海トラフでは色調がほぼ一様であり、細粒タービダイト自体の検出が困難である (Okutsu et al., 2018)。

細粒タービダイトの特徴や堆積様式,そしてタービダイト古地震学を適用する海域において,地震動の発生に伴いどのような特徴を持ったタービダイトが形成されるのかは,堆積物の種類や地震動の規模,海底地形により異なると考えられる。また,タービダイト古地震学においては複数点で得られた多くの試料を対象とするため,簡便かつ迅速な手法を用いて効率的に認定を行うことが求められる。このように,タービダイトを用いた地震履歴推定のためには,海域毎での堆積構造・物性・化学組成などの情報の蓄積と特徴の抽出を行い,簡便・迅速な細粒タービダイトの認定手法を確立していくことが必要であると考えられる。

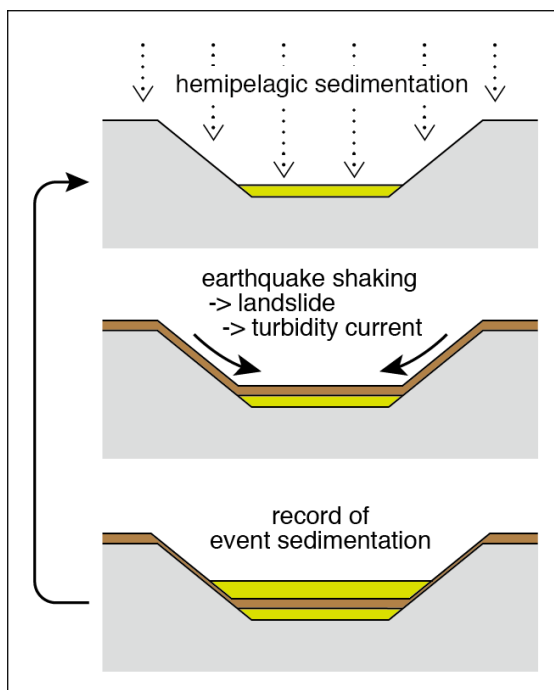


図 1-1 混濁流の発生と堆積過程の概念図.

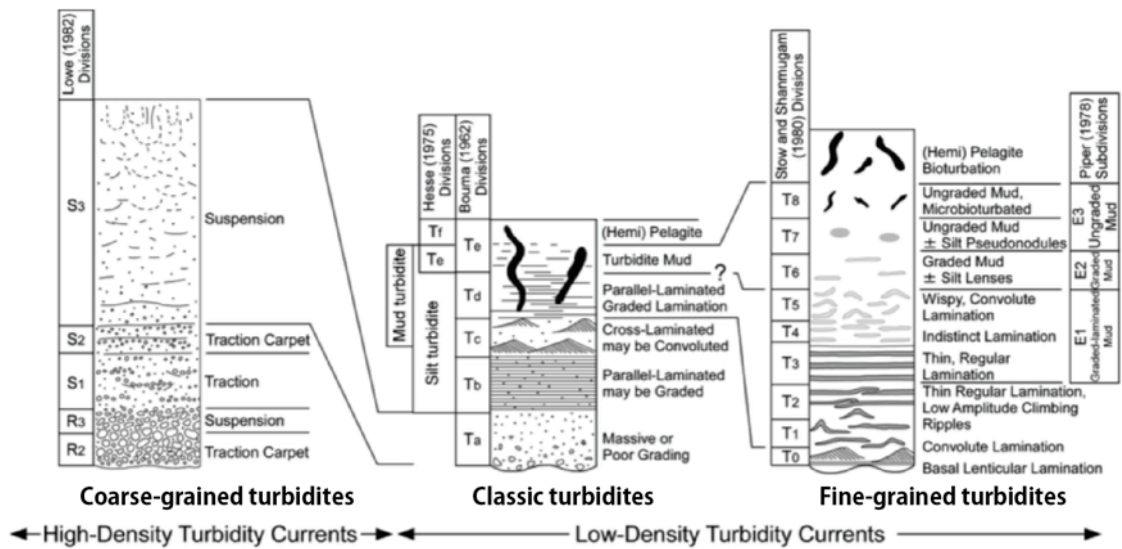


図 1-2 各タービダイト相のモデル. 中央が Bouma (1962) により提唱されたタービダイト相のモデル (バウマシーケンス), 左はバウマシーケンスの Ta に相当する粗粒なタービダイト, 右は Tc-Te に相当する細粒タービダイトのモデル. 加瀬ほか (2013) より引用.

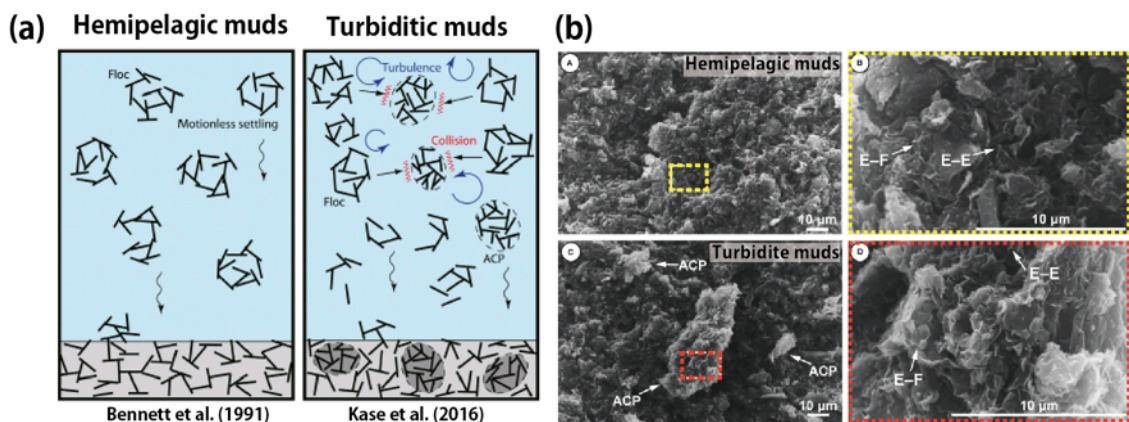


図 1-3 半遠洋性泥およびタービダイト泥の微細構造形成過程の模式図と SEM 観察画像. (a) 半遠洋性泥においては, ランダム配列の粒子の凝集体である flocc はそのまま堆積する. これに対し, タービダイトでは flocc 同士の衝突により ACP (aggregates of clay particles) が形成される. (b) 実験的に形成された泥質堆積物の微細構造の SEM 画像. ㊦ と ㊧ の泥質堆積物は, 静的な環境で堆積した試料を観察したものであり, ランダムに配列した構造が確認される. ㊨ と ㊩ は乱流から堆積した試料を観察したものであり, ACP が認められる. (a) (b) とともに Kase et al. (2016) を改変.

1.1.2 南海トラフにおける地震履歴研究

ここでは、南海トラフで取り組まれてきた地震履歴研究についての先行例を紹介する（地質概略に関しては 2.1.1 地質概略を参照）。南海トラフでは、100～200 年間隔で繰り返しプレート境界型地震が発生してきており、また、その地震発生領域（セグメント）は日向沖（セグメント Z）、土佐沖（セグメント A）、室戸沖（セグメント B）、熊野沖（セグメント C）、遠州沖（セグメント D）、東海沖（セグメント E）の 6 つに分けられることが知られている（Ando, 1975; Ishibashi, 2004）。これらの地震発生間隔は古文書の解析（都司, 1999）や遺跡に見られる液状化痕（寒川, 2004）、海岸段丘の隆起（Iryu et al., 2009）、津波堆積物（岡村・松岡, 2012）、湖沼のタービダイト、海域のタービダイト（平・村上, 1984; 池原, 2001）をもとに明らかにされてきた。これらの地震記録のなかで、その発生が確実視されている最初の記録は 684 年天武地震であり、少なくとも土佐沖（セグメント A, 図 1-6）、室戸沖（セグメント B）のセグメントが破壊したとされている（Ishibashi, 2004）。南海トラフではこの他にも様々な地震が発生してきたが、これ以降は、本研究で対象としている熊野沖（セグメント C）と日向沖（セグメント Z）における古地震記録を紹介する。

熊野沖（セグメント C）の古地震記録は、紀伊半島東部の海岸線と、海域および湖沼のタービダイトから得られている。例えば、都司ほか（2002）による諏訪池より採取された湖底堆積物中の津波堆積物の分析では、684 年天武津波、1096 年永長津波、1361 年正平津波、1498 年明応津波、1707 年宝永津波、1854 年安政東海津波と対比される砂層が確認されている。また、Inouchi et al.（1996）による琵琶湖北部のタービダイトの分析では、887 年仁和地震、1361 年正平地震、1498 年明応地震、1707 年宝永地震、1854 年安政東海地震に対比されるタービダイト層が確認されている（図 1-4a）。しかし、琵琶湖周辺には多くの活断層が分布していること、また、この研究では放射性炭素年代が得られておらず、試料中で確認された鬼界ーアカホヤ火山灰を元に年代モデルを作成しているため、タービダイトの年代と地震イベントとの対比が不確実であることが Garrett et al.（2016）により指摘されている。海域のタービダイトの研究例としては、池原（1999）が存在する。池原（1999）は、紀伊半島南東に位置する熊野トラフより採取された、2 本のピストンコア試料中のタービダイトの放射性炭素年代測定結果から、イベントの発生間隔を見積もった（図 1-5）。具体的な地震イベントとの対比は行われていないが、最短で南海トラフの巨大地震の再来周期と一致する 100～150 年間隔、最長でその 4～5 倍の発生間隔が推定され、試料中に地震記録の全ては記録されていない可能性と、多点でのデータの蓄積の重要性を指摘した。

日向沖（セグメント Z）の古地震記録は、津波堆積物をもとに得られた 1 点のみに留

まる。岡村・松岡（2012）は九州東海岸の龍神池より採取されたコア試料中の砂層を津波堆積物と認定し、放射性炭素年代測定の結果、約 300～700 年間隔での津波の再来周期が推定された。具体的な津波イベントとの対比としては、684 年の天武地震、1707 年の宝永地震の津波と対比されている。しかし、この研究では放射性炭素年代測定の結果が公表されていないため、最新の較正曲線による再較正ができないことや、試料中の砂層が地震動ではなく、台風によって引き起こされた高潮により形成された可能性が指摘されている（Garrett et al., 2016）。

このように、南海トラフにおいては、様々な先行研究を通じて古地震記録が明らかにされてきた。Garrett et al. (2016) は南海トラフ沿いの全てのセグメントでこれまでに得られた古地震記録をまとめた結果（図 1-6）、1707 年宝永地震はほぼ全てのセグメントが破壊され、684 年仁和地震と 1361 年正平地震も同規模であった可能性を指摘している。しかし、有史以前の記録としては時間を遡るほど乏しくなり年代的に限られるため、依然として十分な理解が進んでいない。したがって、より古い地震履歴の解明には堆積物の分析が有用である。堆積物を用いて地震履歴の解明に取り組んだ例としては、岡村・松岡（2012）による陸上の津波堆積物の分析が広域にわたってなされている。しかし、深海底のタービダイトを用いた例は非常に限られており（例えば、平・村上, 1984; 池原, 1999, 2001; 岩井ほか, 2004）、他の手法による研究例と比較しても十分ではない（図 1-6）。

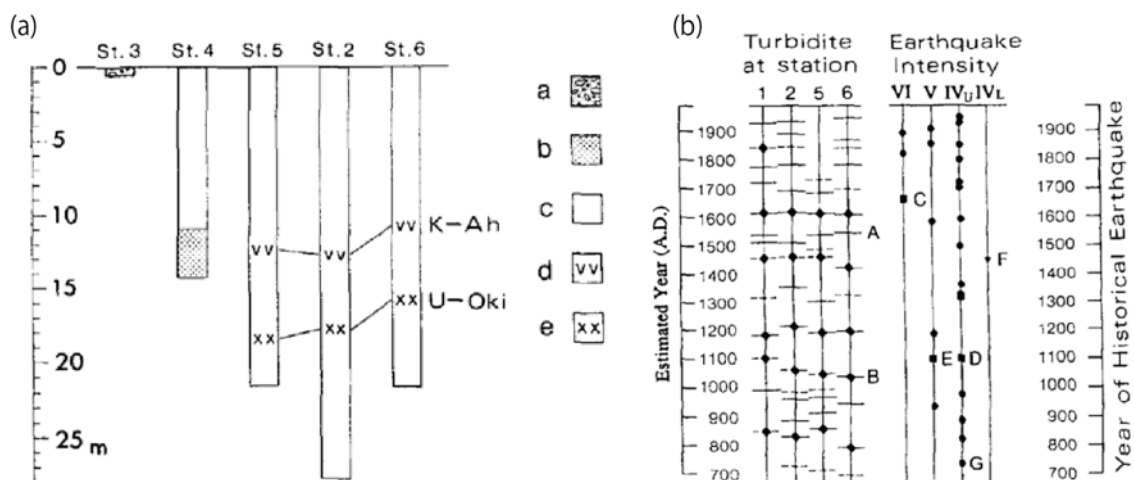


図 1-4 Inouchi et al. (1996) による琵琶湖北部より得られたコア試料の堆積層および試料中のタービダイトの年代と既知の地震イベントとの対比結果。(a) 得られたコア試料の堆積相。それぞれ、a=礫、b=砂、c=砂質もしくはシルト質のラミナを伴うシルト質粘土層および粘土質シルト層、d=鬼界-アカホヤ火山灰、e=鬱陵-隠岐火山灰を示す。(b) タービダイトの年代（左）と歴史地震の年代（右）との対比図。A～G はタービダイト

の年代と歴史地震の年代が一致しない年代. (a) (b) ともに Inouchi et al. (1996) を引用.

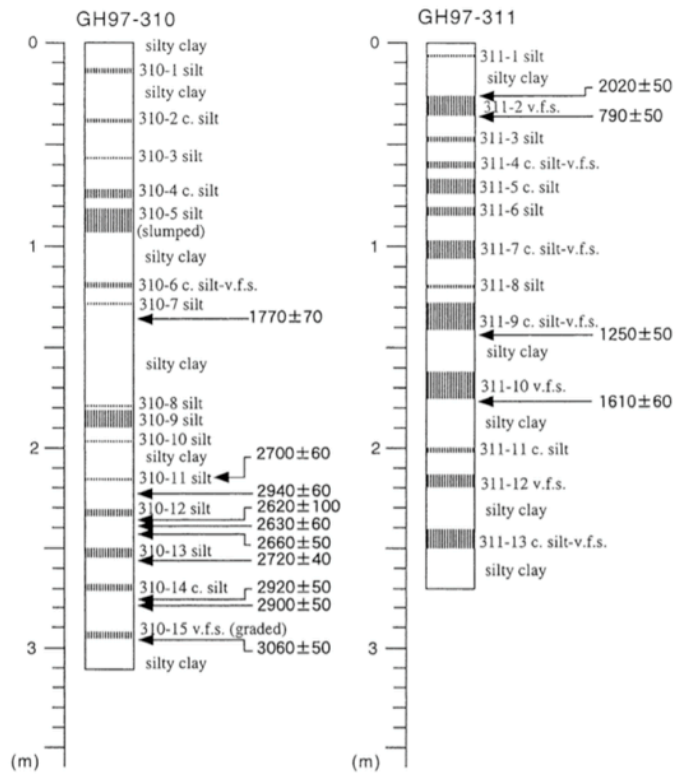


図 1-5 池原 (1999) による熊野トラフのコア試料の堆積相および C-14 年代測定結果.

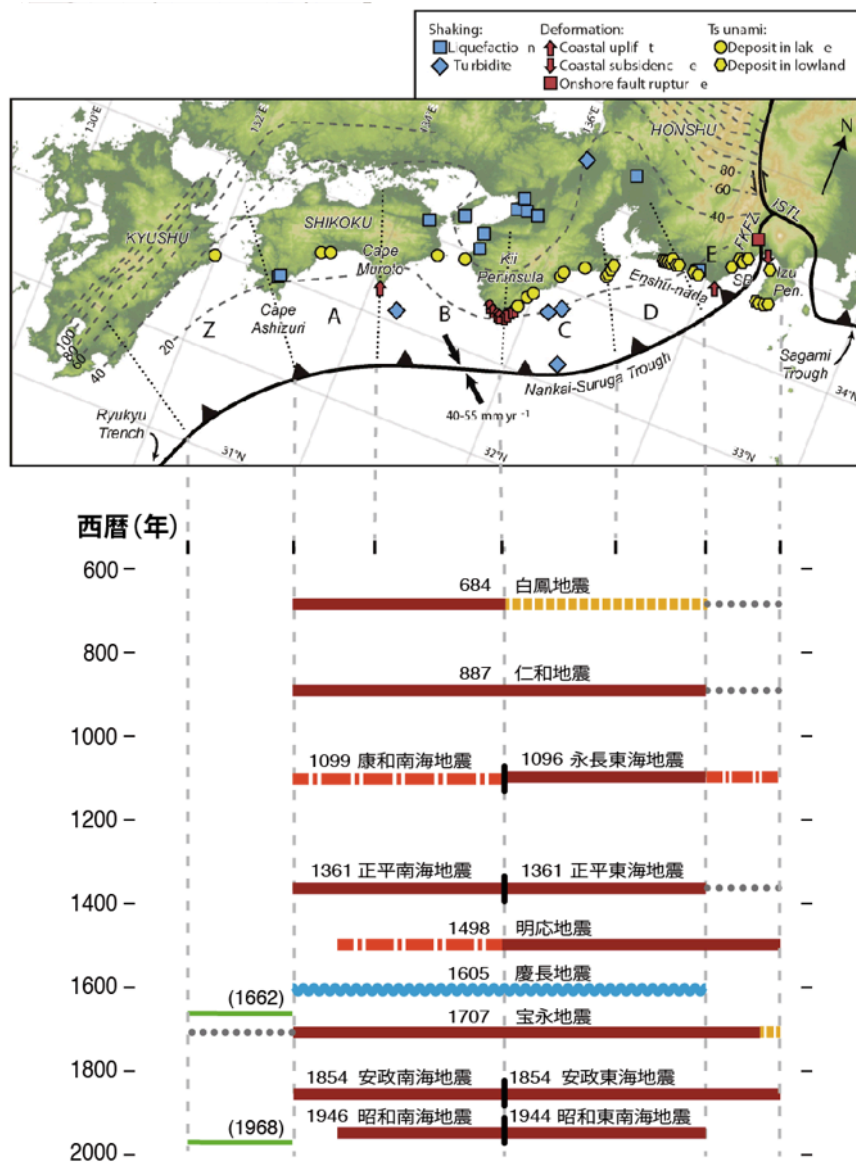


図 1-6 南海地震の震源域の時空間分布と各セグメントにおける古地震研究で何を聞いたかをまとめた図。年表の実線は「確実な」、一転鎖線（橙色）は「確実視されている」、破線（黄色）は「可能性のある」、点線（灰色）は「説がある」震源域を、破線は津波地震の可能性が高い地震の震源域を示す。Garret et al. (2016), 芦 (2018) を改変

1.2 研究目的

1.1 で述べたように、古地震履歴の復元を行う際は、海域毎での細粒タービダイトの情報の集積・特徴の抽出が必要である一方で、南海トラフ海域においてはその研究例が非常に限られる。つまり、現状では南海トラフで細粒タービダイトを用いて古地震履歴の復元を行うことは困難であると言える。そこで本研究は、南海トラフ海域にて採泥を実施し、細粒タービダイトの特徴をまとめ上げたうえで、非破壊かつ効率的な認定手法

の検討を行うという基礎的研究を行った。更に、南海トラフ域でも熊野沖・日向沖を中心として各タービダイトの堆積年代と各海域における地震発生年代との対応を考察した。

第 2 章 地質背景と試料

2.1 地質概略

南海トラフは、相模湾の南方より始まり四国沖、宮崎沖にかけて分布する約 670 km の海溝である。紀伊半島近くでは、フィリピン海プレートがユーラシアプレートもしくはアムールプレートに北西方向約 4.1~6.5 cm/yr で収束している (Seno et al., 1993; Demets et al., 2010)。南海トラフ沿いでは、約 100~200 年間隔で Mw=8 クラスのプレート境界型地震が発生しており、有史以来の地震履歴が世界で最もよくわかった地震発生帯として知られている (Ando, 1975b)。南海トラフ沿いで発生する巨大地震の推定震源域は 6 つのセグメントに区分され、地震の規模と関連付けられている (Ando, 1975b; Ishibashi, 2004)。これらの巨大地震間には地震の発生はほとんど無いが、その数少ない例として、最大 Mw=7.4 の 2004 年紀伊半島南東沖地震が海溝軸付近のフィリピン海プレート内で発生している (Sakai et al., 2005)。

本研究で用いた試料は熊野沖 (セグメント C) と日向沖 (セグメント Z) から採取した。熊野沖では、前弧海盆と海溝陸側斜面に発達する付加プリズムとの境界において、凹地が東北東-西南西方向に断続的に連続し (図 2-1a)、フィリピン海プレートの斜め沈み込みの影響を受けた構造であると考えられている (Ashi, Lallemand, Masago et al., 2007; Martin et al., 2010; Tsuji et al., 2015)。これらの凹地沿いに分布する閉鎖型の小海盆は、海底谷に直結していないため、洪水などによる陸からの直接的な土砂の供給を受けない。地形は周囲より大きく凹んでおり、外部から流入した土砂が再び流れ出すことがない (Ashi et al., 2014)。図 2-1b は、これらの試料が採取された海盆におけるサイドスキャンソナー画像であり、海洋調査船「かいよう」KY04-14 次航海時に WADATSUMI (96/106 kHz) を用いて取得されたものである。サイドスキャンソナー画像では一般的に、海底が平坦で表層堆積物の間隙率が高い場合、低い後方散乱強度を示す。本研究で対象とする小海盆底は画像上高い明度で特徴づけられており、これは後方散乱強度が低く、海盆底が平坦で固結度の低い堆積物で覆われていることを意味する。

日向沖においては、フィリピン海プレート沈み込みに伴う九州パラオ海嶺の沈み込みにより、海溝陸側斜面に顕著な地形的な高まりが形成されている (池原, 2000; 芦, 2009)。この地形的高まりの存在のため、この地域の海底地形は複雑な構造を呈する。HPC07, 15HMC10 が採取された日向海盆は、足摺岬と九州パラオ海嶺の北西延長部の間に位置する北北東-南南西に延びる前弧海盆であり、その東側には南南西方向の地形的な高まりが連続する。

2.2 試料採取地点および試料の概要

本研究で用いる試料は、学術研究船「新青丸」KS-14-8 次航海で採取された堆積物コア KMC01a, KMC01b, KPC03, 「白鳳丸」KH-15-2 次航海で採取された 15HMC08, 15HMC10, 15HPC05, 15HPC07, KH-17-2 次航海で採取された KMC08, KPC04 である。KMC01a, KMC01b, KMC08, 15HMC08, 15HMC10, 15HMC08 はマルチプルコアラーを使用して、KPC03, KPC04, 15HPC05, 15HPC07 はピストンコアラーを使用して採取された (表 2-1)。

三重県熊野沖の試料は、付加体斜面に発達する閉鎖型小海盆内の凹部と凸部の約 100 m 深度の異なる 2 地点より採取された。試料 KMC01a, 同 b, KPC03 は小海盆の凹部, KMC08, KPC04 は小海盆の内部にある凸部より得られた (図 2-1a, b)。宮崎県日向沖より採取された試料 15HMC08 と 15HPC05 は海丘斜面の少し高まった場所から, 15HMC10 と 15HPC07 は日向海盆の西縁から採取された (図 2-2 試料採取地点の図)。日向沖の採泥点は、前者は陸上河川からの影響を受けにくく、後者は陸上河川からの影響を受けていると、その地形より解釈される。これらの堆積物コアは採取後に船上にて約 1 m 毎に切断し、東京大学大気海洋研究所に保管された。

表 2-1 本研究で用いた試料の一覧。

Core number	Area	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Core length (cm)	Core types	Cruises	Vessels
KMC01a	Kumano	33°16.10'N	136°40.52'E	2372	46	multiple	KS-14-8	<i>R/V Shinsei-maru</i>
KMC01b	Kumano	33°16.10'N	136°40.52'E	2372	38	multiple	KS-14-8	<i>R/V Shinsei-maru</i>
KPC03	Kumano	33°16.10'N	136°40.62'E	2372	670	piston	KS-14-8	<i>R/V Shinsei-maru</i>
KMC08	Kumano	33°15.20'N	136°39.11'E	2226	700	multiple	KH-17-2	<i>R/V Hakuho-maru</i>
KPC04	Kumano	33°15.19'N	136°39.22'E	2255	34	piston	KH-17-2	<i>R/V Hakuho-maru</i>
15HMC08	Hyuga	31°39.02'N	132°30.42'E	2386	21.5	multiple	KH-15-2	<i>R/V Hakuho-maru</i>
HPC05	Hyuga	31°39.06'N	132°30.50'E	2360	390	piston	KH-15-2	<i>R/V Hakuho-maru</i>
15HMC10	Hyuga	31°44.98'N	132°14.04'E	2012	33	multiple	KH-15-2	<i>R/V Hakuho-maru</i>
HPC07	Hyuga	31°45.01'N	132°14.07'E	2011	360	piston	KH-15-2	<i>R/V Hakuho-maru</i>

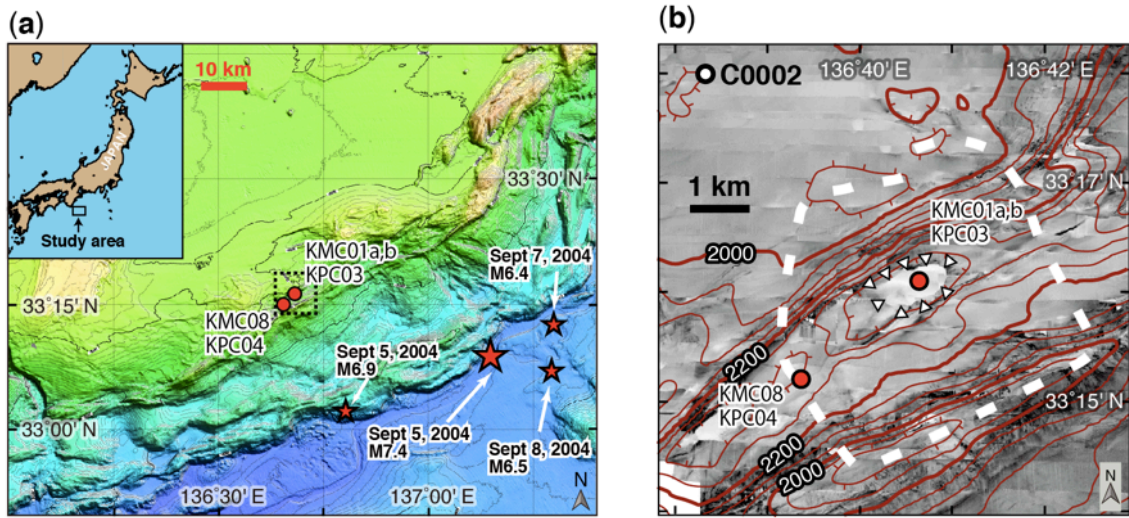


図 2-1 南海トラフ熊野沖の海底地形図（右）および試料採取地点周辺のサンドスキャンソナー画像（左）. (a) 熊野沖の海底地形図. 赤丸は採泥点, 星印は 2004 年紀伊半島南東沖地震の震源とマグニチュード（気象庁）を示す. (b) WADATSUMI (96/106Hz) で取得された, 試料採取地点周辺（図 a の点線の枠の範囲）のサイドスキャンソナー画像. 白丸は IODP 掘削点 C0002, 赤丸は試料採取地点, 白点線と白三角で囲われた領域は, 堆積物の供給源と考えられる範囲と海盆底の凹地の範囲をそれぞれ示す.

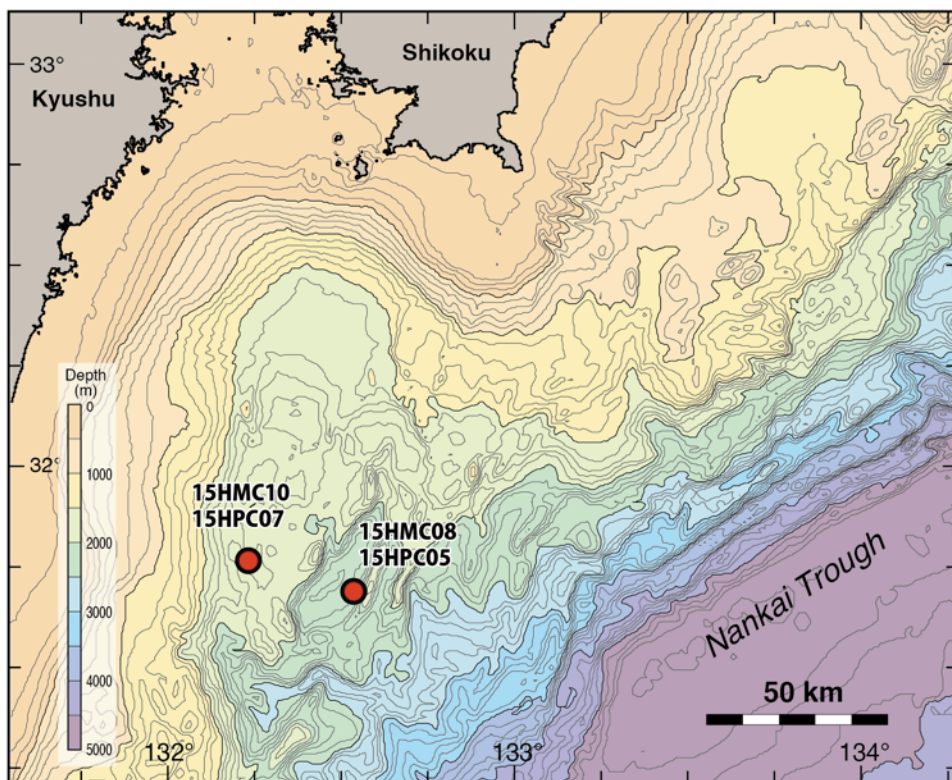


図 2-2 南海トラフ日向沖の海底地形図. 赤丸は試料採取地点を示す.

第3章 手法

コア試料は観察および各種測定を半割前後に行なったが、測定種目は全てで共通ではなくそれぞれ異なる。試料ごとの測定については表 3-1 に示す。

3.1 記載

採取した試料は X 線 CT 画像撮影を行った後に半割し、肉眼観察にて試料表面の色調および堆積構造、生物擾乱とその強度などの記載を行った。また、適宜スミアスライドの作成・観察を行った。

3.2 X 線 CT 画像による内部構造解析

X-ray Computed Tomography (CT) とは、X 線 CT スキャナーを用いて、試料内部の物質の X 線吸収係数 (Linear Attenuation Coefficient: LAC) の空間分布を示す画像を再構成することで、試料の三次元内部構造を非破壊かつ迅速に可視化することができる手法である。X 線吸収係数は物質を透過する際の X 線強度の減衰を示す物理的な指標で、X 線 CT 画像は水を 0、空気を -1000 とした CT 値 (Hounsfield unit: HU) の分布として示される (池原, 1997)。CT 値は次式で表される：

$$\text{CT 値} = [(\mu_t - \mu_w) / \mu_w] \times 1000$$

ここで、 μ_t は物質の LAC であり、 μ_w は水の LAC である。LAC は試料の密度や化学組成に関係するが (中野ほか, 2000)、化学組成が大きく変化しない試料である場合は、CT 値はほぼ試料の密度を表すと考えて良い (Gupta et al., in press)。

X 線 CT 画像による内部構造解析は、堆積学や構造地質学、古生物学など、地球科学の分野においても広く用いられている (例えば, Tanaka et al., 2011; Tsuchiyama et al., 2011)。本研究では、採取した試料を半割する前に X 線 CT 画像撮影を行い、三次元内部構造の情報を得た。撮影は高知大学海洋コア総合研究センターの装置 (KMC01a, KPC03, 15HMC08, 15HPC05, 15HMC10, 15HPC07 については LightSpeed Ultra 16 ; GE ヘルスケアジャパン社製, KMC08, KPC04 については Aquilion PRIME/Focus Edition ; キヤノンメディカルシステムズ社製) を用いた。取得された X 線 CT 画像の解析にはイメージ処理ソフトウェアである OsiriX 6.0.2 および OsiriX MD (ニュートン・グラフィックス社製) を使用した。CT 撮影の際のスライス厚は KMC01a, KPC03 は 0.625 mm, KMC08, KPC04 は 0.5 mm とした。撮影した X 線 CT 画像では、堆積物の密度が高いほど CT 値は高いため、明度が高く表示される。海底表層の未固結堆積物では一般的には砂層が明色、泥層が暗色となる。

CT 値は密度や化学組成の変化によって変化するため、堆積層の特徴づけに有用である（例えば、Tanaka et al., 2011; Fortin et al., 2013）。本研究では CT 値を抽出するため、ROI (Region of interest) を堆積物コアの直径 4 cm の中央領域に設定し、各スライス (KMC01a, KPC03, 15HMC08, 15HPC05, 15HMC10, 15HPC07 は 0.625 mm 毎, KMC08, KPC04 は 0.5 mm 毎) における CT 値の平均値を算出し、プロットを行った。中央領域の CT 値を採用した理由は、試料縁辺部で稀に変形が認められるためである。

3.3 電気比抵抗測定

比抵抗測定は物理探査手法の一つで、非破壊で簡易的に間隙率の推定を行うことができる。未固結堆積物の抵抗は、導電性の高い間隙流体（海水）と導電性の低い堆積物粒子の集合体とみなすことができる。このため、間隙率が高ければ比抵抗値は低くなる。用いた装置は BIO (Bedford Institute of Oceanography) タイプの比抵抗測定装置で (Ashi, 1997)、マルチプルコアでは 1 cm 間隔、ピストンコアでは 2.5 cm 間隔でコアの半断面に電極を刺して測定を行った。

3.4 粒度分析

堆積物コアの粒度分布を求めるため、東京大学自然環境学専攻の須貝研究室所有のレーザー回折式粒子径分布測定装置 (SALD 3000-S, (株) 島津製作所 社製) を用いた。コア試料から分取した約 1 g の堆積物に超音波洗浄器を使用して十分に分散させたものを測定に供した。試料 KMC01a, KPC03, 15HPC05 の一部セクションに対して 0.5~1 cm 間隔で測定を行い、装置付属の解析ソフトウェアにより中央粒径、平均粒径、最頻粒径および粒度分布の結果を得た。

3.5 XRF コアスキャナー-ITRAX を用いた化学組成分析

XRF (X-ray fluorescence: 蛍光 X 線) 分析とは、試料表面に X 線を照射して発生した蛍光 X 線を捉えることにより、試料に含まれる元素の種類や濃度を分析する手法である。XRF 分析には試料を分取し、個別で測定する方法と非破壊計測装置を用いる方法がある。前者による通常の化学組成分析は多くの時間を要するのに対し、後者の XRF コアスキャナーは非破壊かつ短時間で、連続的に分析を行うことが可能であり、近年堆積物コアを用いた研究で広く世界中で用いられている（例えば、Rothwell and Croudace, 2015; Polonia et al., 2017）。例えば、本研究で使用した COX 社製の ITRAX は、最長 180 cm, 直径数 cm から 12 cm までの堆積物コア試料または岩石コア試料を、測定間隔 0.2 mm の解像度で測定することが可能である。

しかし、ITRAX では半割コアなどをそのまま測定するため、試料表面の状態が Al および Si といった軽い元素の測定結果に影響を及ぼしてしまい、通常の XRF 分析に比べて測定データを定量的に扱うことが困難である (Kido et al., 2016)。そのため、本研究では分析の際に試料表面を整形した後、コア表面に乾燥防止フィルムを被せて 2 mm 間隔での測定を KMC01a, HPC07 の Sec. 6 を除く全試料に対し行った。また、得られた測定値は各々の濃度を比較するとともに、砕屑物の変動の規格化のため、岩井ほか(2014)にならい、Ti に対する濃度の変動も求めた。

3.6 帯磁率・帯磁率異方性

帯磁率とは微弱な磁場を加えた時に発生する誘導磁化と加えた磁場強度の比である。磁性体（堆積物中においては磁鉄鉱などの磁性鉱物）に外部磁場をかけた際、その磁性体が磁氣的に分極して磁石となる現象を磁化といい、その獲得された磁化をあらわす指標として帯磁率が用いられる。

堆積物に含まれる磁性鉱物粒子の形状や配列・結晶軸の向きの違いにより先に述べた帯磁率の 3 次元的な強度分布は異なる。この分布の偏りを帯磁率異方性 (Anisotropy of Magnetic Susceptibility; 以下 AMS と呼ぶ) という。AMS は堆積物や岩石のファブリック解析や古流向の推定を行うことができるツールとして用いられている (Taira, 1989 ; Tarling and Hrouda, 1993 ; Yamamoto, 2006 など)。

AMS は互いに直交する 3 軸, K1 (最大帯磁率, 長軸), K2 (中間帯磁率, 中軸), K3 (最小帯磁率, 短軸) をもつ異方性楕円体によって表現することができ、AMS 測定を行うことでこれら 3 主軸の強度と方向を得ることができる。堆積物においては、重力の影響で海底に沈積した粒子の長軸は水平面を向く傾向があるため、長軸 K1・中間軸 K2 が低角で K3 は鉛直になることが多い。また、水流の影響下では統計的に流れの方向に粒子の長軸が向くため、長軸 K1 の卓越方向により古流向を求めることができる。一方、初生の堆積構造に対して、生物擾乱、圧密、造構応力による変形により AMS は改変される場合がある。

AMS 測定によって得られた K1, K2, K3 を利用すると、異方性楕円体の形状や異方性の程度などを表す様々なパラメータを求めることができる。本研究では Jelinek (1981) による以下のパラメータを用いた。

$$K_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$$

$$P' = \exp [2\{ (n_1 - n_m)^2 + (n_2 - n_m)^2 + (n_3 - n_m)^2 \}]^{1/2}$$

$$T = (2n_2 - n_1 - n_3) / (n_1 - n_3)$$

ここで、 $n_1 = \ln K_1$, $n_2 = \ln K_2$, $n_3 = \ln K_3$, $n_m = (n_1 + n_2 + n_3) / 3$ 。

K_m は全岩帯磁率であり、堆積物中の磁性鉱物粒子の粒径や種類、量によって値が変化する。なお、 K_m は後述の理由から、以降 MS-C と記す。P' は異方性楕円体の異方性の程度を表し、1 以上で示される値が大きいほど異方度が大きいことを示す。

T は異方性楕円体の形状を表す指標であり、値の範囲である -1 から 1 のうち、 $0 < T < 1$ ならば形状が扁平、 $-1 < T < 0$ ならば伸長であることを表す。

帯磁率は 3 種類の機器を用いて測定した。1 つ目は東京大学大気海洋研究所のループ式センサーの帯磁率計 (Bartington Instruments Ltd 社製) である。KMC08 を除く全試料に対し、半割する前に 1 cm 間隔での測定を行った。2 つ目は高知大学海洋コア総合研究センターのマルチセンサーコアロガー (MSCL-S, GEOTEK 社製) である。KMC01a, KPC03, 15HPC07 の Sec. 6 を除く全試料に対し、半割コア試料の表面を整形した後に、同機器のポイントセンサーを用いて測定を行った。KPC03 に対しては半割コアより採取された U-チャンネル試料の状態、ループセンサーを用いて測定を行った。いずれも測定間隔は 5 mm である。3 つ目は後述の AMS 測定の際に用いた機器である。

本研究では、これらの 3 種類の機器より得られた帯磁率を区別するため、大気海洋研究所の帯磁率計から得られた帯磁率を MS-L (Loop の略)、マルチセンサーコアロガーのポイントセンサーを用いて得られた帯磁率を MS-P (Point の略)、同機器のループセンサーを用いて得られた帯磁率を MS-ML (MSCL-loop の略)、AMS 測定の際に得られた帯磁率を MS-C (Cube の略) とする。

AMS 測定用試料は、KMC01a, KPC03, KPC04, 15HMC08, 15HMC10, 15HPC05, 15HPC07 に対し、1 辺が約 2.3 cm の立方体である 7 cc のプラスチックキューブを半割したコアの切断面から垂直に押し込み、深度方向に連続して採取した。KMC01a の 21 試料、KPC03 の 292 試料については海洋研究開発機構と国立極地研究所の帯磁率計 Kappabridge KLY-4 を、KPC04 の 304 試料、15HMC08 の 10 試料、15HMC10 の 14 試料、15HPC05 試料の 171 試料、15HPC07 の 113 試料については東京大学大気海洋研究所の Kappabridge MFK-1 を用いて帯磁率 (MS-C) および AMS を測定した。また、KMC01a に対しては地震性タービダイトと認定された堆積層の一部である 6~15 cm から、1 辺が 1 cm の立方体である小容量 1cc のプラスチックキューブ試料を同様の方法で採取した。この測定については高知大学海洋コア総合研究センターの帯磁率計 Kappabridge KLY-3S を用いた。

3.7 岩石磁気測定による磁性鉱物の粒子サイズの推定

堆積物を構成する磁性鉱物粒子の磁気特性は磁区状態によって左右される。そのため、前述の AMS は磁区状態によっては逆異方性を持ち、長軸が最大帯磁率方向とならない試料も存在する。本研究では磁区状態の判定を行うために KPC03 に対し、国立極地研

究所の交番力磁力計 MicroMag 2900 AGM を用いて磁気ヒステリシス測定を行い, Day plot (Day et al., 1977) で結果を示した.

3.8 自然残留磁化測定

マルチプルコアラーやピストンコアラーは, 船舶からワイヤーで吊り下げ試料を採取するため試料の方向の情報は得られない. そのため, 試料の磁化方位を求めることで試料の方向を求めた. 単磁区構造を持つ細粒な磁性鉱物 ($< 0.1 \mu\text{m}$) は堆積後の地磁気方位を保存しているとされている (Butler, 1992). 測定試料のもつ自然残留磁化 (natural remanent magnetization, NRM) は, 初生磁化の他に, 等温残留磁化や粘性残留磁化といった二次磁化を獲得していることが多い. 試料から初生磁化を求めるためにはこうした二次的成分を取り除く必要がある. 二次磁化を取り除き初生磁化の方位を求めるために, 国立極地研究所の超電導パススルー型磁力計 2G-Model755R を用いて段階交流消磁を行った. KMC01a に対しては AMS 測定を行ったものと同じすべてのキューブ試料を, KPC03 および KPC04 に対しては 22 cm おきのキューブ試料を用いて, 80 mT (KMC01a および KPC03 に対しては 40 mT までは 5 mT 間隔で, 40~60 mT は 10 mT 間隔で, 60 mT ~80 mT は 20 mT 間隔; KPC04, 15HMC08, 15HMC10, 15HPC05 試料, 15HPC07 に対しては 50 mT までは 5 mT 間隔で, 50~80 mT は 10 mT 間隔) までの測定を行った. 得られたデータの解析ソフトには Puffin Plot (Lurrock and Wilson, 2012) を用いてザイダーベルト図 (Zijderveld, 1967) への投影を行った. その後, 同ソフトを用いて主成分解析 (Principal Component Analysis; PCA, Kirschvink, 1980) により初生磁化方向を求めた.

3.9 火山ガラスの主元素組成の分析

試料 KPC03 および 15HPC07 で見られた火山灰層の一部に対して, 火山灰の同定のために電子プローブマイクロアナライザー (Electron Probe Micro Analyzer; EPMA) を用いて火山ガラスの主元素組成の分析を行った. コア試料から分取した火山灰を目開き 63 μm の篩で水洗し乾燥させた後, 樹脂で固めて分析面を研磨し, 炭素蒸着をした後に東京大学大気海洋研究所の EPMA (JEOL 社製 JXA-8900) を用いて定量分析を行った.

試料 KPC04 および 15HPC05 で見られた火山灰層の一部に対しては, (株) 京都フィッシュントラックに全鉱物組成分析, 重鉱物分析, 火山ガラス形態分類, 火山ガラス屈折率測定をもとにした火山灰の同定を依頼した.

3.10 有孔虫を用いた放射性炭素年代測定

堆積物の年代を知るために、浮遊性有孔虫を用いて放射性炭素年代（C-14 年代）測定を行った。試料は KPC03, KPC04, 15HMC08, 15HMC10, 15HPC05, 15HPC07 のいくつかの有孔虫濃集層もしくはその直下から採取した。採取した試料は 63 μm のふるいの上で水洗いし、細粒物質と分離した後に乾燥器にて 80~90°C で乾燥させた。有孔虫種ごとの拾い出しは外注で行った。また、年代測定は東京大学大気海洋研究所の高解像度環境解析研究センターに依頼し、同センターの加速器質量分析計（米国 NEC 社製）が用いられた。得られた年代の較正ソフトには OxCal 4.3 (Bronk Ramsey., 2009a) を用いて、Marine13 モデル(Reimer et al., 2013)を適応した。海洋リザーバー補正值は、KPC03, KPC04 に対しては Shishikura et al. (2007) に示されている 82 ± 33 を使用し、暦年校正を行った。15HMC08, 15HMC10, 15HPC05, 15HPC07 に対しては試料採取地である日向沖付近の海洋リザーバー補正值の先行研究例が存在しないため、 $\Delta R=0$ とし、暦年校正を行っていない。

3.11 放射性核種分析（Pb-210 測定, Cs-137 測定）

過去 100 年程度の堆積速度の解析には、半減期が 22.3 年である Pb-210 堆積年代測定法（例えば、金井, 2000 など）が用いられることが多い。Pb-210 法は、Pb-210 放射能の過剰部分（過剰 Pb-210）を算出し、積算重量に対する関係から堆積速度を求める方法である (Kato et al., 2003)。堆積物中より 1950 年以降の堆積物を検出する際には、Cs-137 法が用いられる（例えば、Butterbee et al., 2001 など）。Cs-137 の放射性降下物は 1950 年代から 1960 年代にかけて行われた原水爆実験によって大気中や海洋環境へと放出された。そのため、大気圏核実験由来の Cs-137 が検出された場合、その層準は 1950 年以降の堆積物から構成されていることを意味する。分析は北海道大学大学院地球環境科学研究院の入野研究室に依頼し、ORTEC 社製 GEM-FX5825P4 低バックグラウンド型 Ge 半導体検出器で測定し、SEIKO EG&G 社製 MCA7600 マルチチャンネルアナライザーでガンマ線スペクトルを取得した。そのうえで、Pb-210 から Pb-214 を差し引いた値を過剰 Pb-210 としてその値を用いた。

記載	X線CT画像撮影	平均CT値	電気比抵抗	粒度	XRFコアスキャン	帯磁率	AMS測定	磁気ヒステリシス	自然残留磁化	火山灰同定	C-14測定	放射性同位体
KMC01a	○	○	○	○	×	MS-C MS-L	○	×	○	火山灰層 なし	×	○
KMC01b	×	×	×	×	○	MSP	×	×	×	火山灰層 なし	×	×
KPC03	○	○	○	Sec.3 Sec.4のみ	○	MS-C MS-ML MS-L	○	○	○	○	○	×
KMC08	○	○	×	×	○	MSP	×	×	×	火山灰層 なし	○	×
KPC04	Sec.1 以外○	○	×	×	Sec.1以外○	MS-C MS-P MS-L	Sec.1以外 ○	×	Sec.1以外○	○	○	×
15HMC08	○	○	○	×	○	MS-C MS-P MS-L	○	×	○	火山灰層 なし	○	×
HPC05	○	○	○	Sec.3 Sec.4のみ	○	MS-C MS-P MS-L	○	×	○	○	○	×
15HMC10	○	○	○	×	○	MS-C MS-P MS-L	○	×	○	火山灰層 なし	×	×
HPC07	○	○	○	×	Sec.6以外○	MS-C MS-P MS-L	Sec.6以外 ○	×	Sec.6以外○	○	×	×

表 3-1 コア試料に対して行った測定のとおり。MS-C, MS-ML, MS-L, MS-Lについては3.6節を参照。

第 4 章 結果

第 4 章は論文掲載予定のため、インターネット公表できません.

第 5 章 議論

第 5 章は論文掲載予定のため、インターネット公表できません.

第 6 章 結論

本研究では、熊野沖・日向沖南海トラフより採取した計 9 本の海底堆積物試料（マルチプルコア試料，ピストンコア試料）を用いて，試料中に存在する細粒タービダイトの特徴の記載を主として行い，南海トラフの細粒タービダイトの簡便・迅速な認定手法の検討を行った．また，タービダイトの堆積年代と各海域における地震発生年代との関連について議論した．具体的には，熊野沖では陸上河川からの直接的な土砂供給のない閉鎖型小海盆の海盆底から KMC01a, KMC01b, KPC03 を，少し高まった地点の地点から KMC08, KPC04 を採取し分析を行った．日向沖では完全な閉鎖型ではないが，陸上からの土砂供給の影響を受けにくいと考えられる地点から 15HMC08, HPC05 を，陸に近く陸からの影響を受ける地点から 15HMC10, HPC07 を採取し分析を行った．分析は肉眼観察，X 線 CT 画像観察といった基本的な測定に加え，X 線 CT 画像における X 線吸収係数の変化を数値で捉えるために平均 CT 値の抽出，XRF コアスキャナーを用いた高分解能な化学組成分析を行った．また，タービダイトの形成過程を考慮するうえで，帯磁率異方性（AMS）測定と自然残留磁化測定を利用した古流向解析を行った．これらの結果を踏まえ，この節ではまず，タービダイトの認定の際の流れを述べた後に本研究の結論を挙げる．

熊野沖，日向沖での細粒タービダイトの認定の流れを図 6-1 に示す．まず，試料の粒度が非常に細かく色調の変化が見られない熊野沖では，肉眼観察と X 線 CT 画像観察に加え，平均 CT 値と XRF コアスキャナーの結果からタービダイトの基底部の認定を行う．この際，CT 画像での明色層と XRF コアスキャナーの Fe の正のピークにずれが見られる場合は，CT の明色層がタービダイトの基底部ではない可能性があるため，その層準周辺でスメアスライドと 5 mm～1 cm 間隔の粒度分析で基底部の認定を行う．タービダイトの上限，つまり上位の半遠洋性泥との境界に関しては後述するが，本研究では捉えることができなかった．しかし，少なくとも X 線 CT 画像でやや明度の高い層準まではタービダイトであると考えられるため，本研究ではそこを上限とした．これに対し，粒度が熊野沖よりも若干粗く，色調の変化も捉えやすい日向沖では，ほとんどが肉眼観察と X 線 CT 画像で認定が可能であり，X 線 CT 画像上の明色層をタービダイトの基底層として認定できた．また，タービダイトの上限に関しては，熊野沖と同様にやや明度の高い層準までとした．これらに加え，生物擾乱を受けたタービダイトに関しては，Ca, Fe の変動かつ平均 CT 値にも変化が見られる層準で，X 線 CT 画像の見る面を変えるなどすることで検出が可能になる．ただし，堆積速度が遅い場合には認定が不能であることも念頭に置いておく必要がある．

以上が本研究を通じて提案された細粒タービダイトの認定の流れである。細粒タービダイトの認定には、肉眼観察、CT 画像観察に加え、粒度分析が有用な手法となる。しかし、細粒タービダイトの厚さは数 cm スケールと非常に薄いため、この分析を行うには 5 mm~1 cm 間隔と非常に細かい間隔で行う必要があり、コア試料全体でこれを実施するには多大な労力を要することになる。本研究では様々な測定を行った結果、基本的には肉眼記載、X 線 CT 画像、CT 値の算出、XRF コアスキャンを実施することにより非破壊・効率的な認定を進め、CT 値と XRF コアスキャンの測定結果とのずれが見られた層準で、適宜これらの測定を行うという手法を提案する。

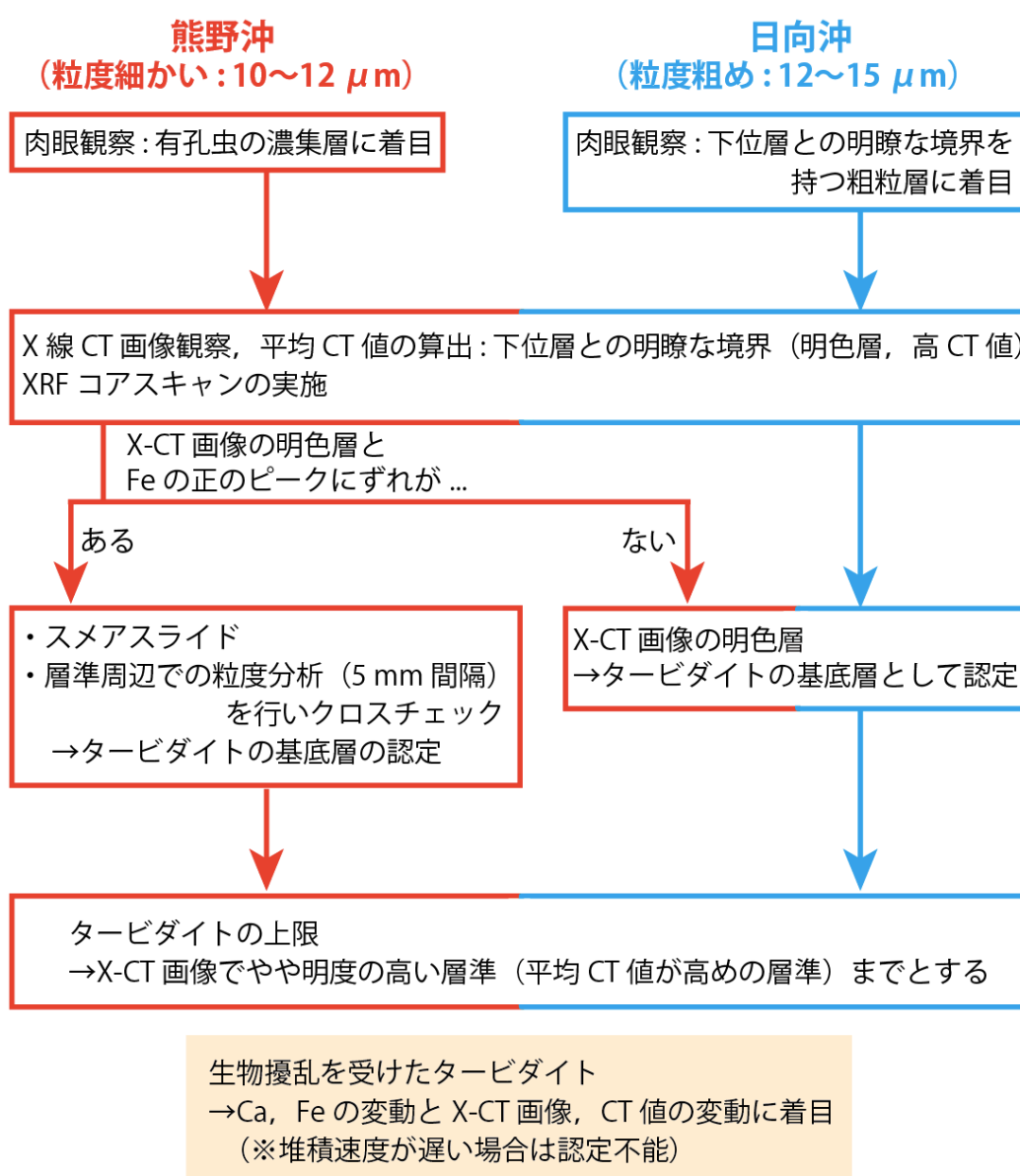


図 6-1 本研究で提案された、熊野沖・日向沖における細粒タービダイト認定の流れ。

次に、本研究を通じて得られた結論を以下に述べる。

1. 熊野沖の閉鎖型小海盆における細粒タービダイトの多くは、極表層の堆積物の再移動により形成されたものである。また、少なくとも 2004 年の紀伊半島南東沖地震時によって堆積したと考えられるタービダイトの厚さは、その供給源となる斜面域の面積に比例している可能性がある。
2. X 線 CT 画像を通じた試料の観察は細粒タービダイトの認定を行う際に有用であるが、CT 画像上の明色層が基底層であるとは限らないため注意を要する。
3. XRF コアスキャナーを用いることで、X 線 CT 画像で捉えることのできない細粒タービダイトの基底部や生物擾乱によって破壊されたタービダイトを検出することが可能である。ただし、薄いタービダイト層が破壊された場合や遅い堆積速度の場合など検出には限界が存在する。
4. 同海域であっても、採取地点のわずかな地形の違いで堆積速度に大きな違いが生まれ、タービダイトの構造や化学組成の特徴には差が生じる。

上に述べた結論の詳細も交えつつ、様々な測定を通して分かった、細粒タービダイトを用いた古地震履歴研究に際しての各手法の有用性や注意点すべき点、そして本研究での未解決課題について以下に述べる。

海底堆積物は 1.1 節でも述べたように、陸上の堆積物と比較しても長期の記録をほぼ欠落なく有している。岡村・松岡 (2012) によって陸上の堆積物 (津波堆積物) を通じて得られた堆積物記録と本研究を通じて得られた記録を比較すると、前者は全長 5 m の試料で平均して約 3,000~4,000 年前までの記録が得られているのに対し、本研究の KPC03 ではコア深度 5.3 m で約 7,300 年前の鬼界-アカホヤ火山灰が見られている。この結果からも、改めて海底堆積物が陸上と比較して長期の記録を有していることが示された。

細粒タービダイトを用いるメリットとしては以下の点が挙げられる：1) 粗粒タービダイトでは堆積速度が大きく長さの限られたピストンコア採泥では遡れる年代が限られる。細粒タービダイトでは短いコアで年代を大きく遡ることが可能である、2) 混濁流は海底面を削って以前の堆積記録を消す場合があるが、細粒タービダイトのたまるような場合は混濁流の規模も小さいため削剥による記録の消去が避けられる。

以上のようなメリットがある一方で、細粒タービダイトはユニット内の粒度の差が小さいため、肉眼での観察が困難であった。そこで、X 線 CT 画像が有用な手法の一つとして挙げられる。X 線 CT 画像では粒度の相違にともなう僅かな密度差を捉えることが

可能であり、今回様々な構造を確認することができた。X線 CT スキャナーの利用は細粒タービダイトを研究するうえでは大変有意義な手法であるといえる。しかし、5.1.1 節でも触れたように、X線 CT 画像ではあくまでも粒度ではなく、密度差を見ているため、その間隙が泥粒子などで充填されていない場合は粗粒な層であっても画像上で明色に見えず、むしろそれよりも細粒な層で明色に見えることもあることが分かった。これはタービダイトの基底層がどの層準から始まるかの誤認につながるので注意せねばならない。そのため、詳細な肉眼観察やスミアスライドを通しての堆積層の確認もやはり重要であるといえる。これらに加えて有用な手法と考えられるのが XRF コアスキャナーを用いた化学組成分析である。本研究では 2 mm 間隔での測定を行ったが、最も分解能を高くすると 0.2 mm 間隔での測定が可能である。XRF コアスキャナーは非破壊かつ迅速に試料の化学組成を知ることが可能であるため、その結果と X線 CT 画像を比較することで、タービダイトの基底層の確認や、生物擾乱によって乱されたタービダイト層の認定が試料を乱さず行うことができる。

熊野沖・日向沖の細粒タービダイトは、それぞれの海域で特徴を有するだけでなく、同海域のなかでもその化学的特徴は様々であることが明らかになった。特に、熊野沖では、同一の閉鎖型小海盆内の地形の違いで堆積速度に差が生じ、特徴に変化が見られた。このように、試料採取地点の地形や後背地の違いの影響が大きいため、南海トラフにおける試料の共通の特徴を挙げるができなかった。しかし、1 本のコア試料の中のタービダイト同士では、ある程度共通する特徴が存在するため、それらを捉え知見を蓄積していくことが重要となる。

本研究を通じた未解決課題としては、まず、半遠洋性泥との境界を捉えきれていない点が挙げられる。半遠洋性泥との境界に関しては、例えば KPC03 では平均 CT 値の変化する点がタービダイトのトップであると認定をおこなったが、前述の通り試料により化学的特徴は様々であるため、その方法が使えない試料も存在する。この課題に対しては、試料毎にその他の元素で何か特徴が見られないかに加え、1.1.1 節にて細粒タービダイトの特徴に関する先行研究例として触れた、微細組織を観察し (Kase et al., 2016 など)、クロスチェックを行っていくことで、この境界の精度の良い推定が期待される。

次に、熊野沖の細粒タービダイトは多くの地震の記録を有している可能性が高いが、有孔虫の産出が少ないため、年代値を得ることが困難であるという問題が残っている。熊野沖の試料から得られた有孔虫は非常に微量であり、年代測定に必要な重量が確保できない場合が多くあった。これは、既知の地震イベントとの対比を行っていく際に大きな障害となる。そのため、全有機炭素の放射性炭素年代測定など、他の測定法の導入を行っていくことで、より詳細な地震発生年代の議論が可能であると考えられる。

引用文献

- Adams, J. (1990): Paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone: Evidence from turbidites off the Oregon-Washington Margin, *Tectonics*, 9(4), pp.569.
- Ando, M. (1975): Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan. *Tectonophysics*, 27, pp.119–140.
- Ashi, J. (1995): CT scan analysis of sediments from Leg 146. In: Carson, B., Westbrook, G. K., Musgrave, R. J., Suess, E. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 146, pp. 191–199.
- Ashi, J. (1997) Computed tomography scan image analysis of sediments *Proceedings of the Ocean Drilling Program, scientific results*. Vol 156 In Shipley, T.H., Ogawa, Y., Blum, P and Bahr, J.M.(Eds.)
- 芦 寿一郎 (2009) : 南海トラフ沿いの活構造. 日本地質学会編, 日本地方地質史 近畿地方, 朝倉書店, 東京.
- 芦 寿一郎 (2018) : 海底堆積物から探る南海トラフの地震履歴. 東京大学大気海洋研究所ニュースレター *Ocean Breeze*, 27, pp. 2–4.
- Ashi, J., Ikehara, K., Kinoshita, M. and KY04-11 and KH-10-3 shipboard scientists (2012): Settling of Earthquake-Induced Turbidity on the Accretionary Prism Slope of the Central Nankai Subduction Zone, In: Yamada Y. et al (Eds), *Submarine Mass Movements and Their Consequences. Advances in Natural and Technological Hazards Research*, Springer, Dordrecht, 31, pp.561–571.
- Ashi, J., Lallemand, S. and Masago, H. (2007): NanTroSEIZE Stage 1: NanTroSEIZE megaspill riser pilot. *IODP Scientific Prospectus*, 315.
- Ashi, J., Lallemand, S., Masago, H. and the Expedition 315 Scientists. (2009): Expedition 315 summary. In: Kinoshita, M., Tobin, H. & the Expedition 314/315/316 Scientists, *Proceedings of the integrated ocean drilling program, Integrated Ocean Drilling Program Management International, Inc., Washington, DC*: 315.
- Ashi, J., Sawada, R., Omura, A. and Ikehara, K. (2014): Accumulation of an earthquake-induced extremely turbid layer in a terminal basin of the Nankai accretionary prism, *Earth, Planets and Space*, 66, 51.
- Battarbee, R. W., Cameron, N. G., Golding, P., Brooks, S. J., Switsur, R., Harkness, D., Appleby, P., Oldfield, F., Thompson, R., Monteith, D. T. and McGovern, A. (2001): Evidence for Holocene climate variability from the sediments of a Scottish remote

- mountain lake, *Journal of Quaternary Science*, 16, pp.339–346.
- Bouma, A.H. (1962): *Sedimentology of Some Flysch Deposits*. Elsevier, Amsterdam.
- Bronk R. C. (2009a): Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, 51, pp.337–360.
- Butler, R. F. (1992): *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes.*, Blackwell Scientific Pub., Boston.
- Byrne, T., Bruckmann, W., Owens, W., Lallemand, S. and Maltman, A. (1993): Structural synthesis: correlation of structural fabrics, velocity anisotropy, and magnetic susceptibility data. In: Hill, I.A., Taira, A., Firth, J.V., et al., *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station, TX*, 131, pp.365–378.
- Catatay, N. M., Erel, L., Bellucci, G. L., Polonia, A., Gasperini, L., Eris, K. K., Sancar, U., Biltekin, D., Ucar, G., Ulgen, B. U. and Damci, E. (2012): Sedimentary earthquake records in the Izmit Gulf, Sea of Marmara, Turkey. *Sedimentary Geology*, 282, pp. 347–359.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites: grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: pp.260–267.
- DeMets, C., Gordon, R. G. and Argus, D. F. (2010): Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181, pp.1–80.
- 福沢仁之 (1995): 天然の「時計」・「環境変動検出計」としての湖沼の年縞堆積物. 第四紀研究, 34, pp.135–149.
- Garett, E., Fujiwara, O., Garrett, P., Heyvaert, M.A., Shisikura, M., Yokoyama, T., Hubert-Ferrari, A., Bruckner, H., Nakamura, A., Batist, M.D. and the QuakeRecNankai team. (2016): A systematic review of geological evidence for Holocene earthquakes and tsunamis along the Nankai-Suruga trough, Japan. *Earth Science Reviews* 159, pp.337–357.
- Goldfinger, C., Hans Nelson, A. E. Morey, J. E. Johnson, J. R. Patton, E. Karabanov, J. Gutierrez-Pastor, A. T. Eriksson, E. Gracia, G. Dunhill, R. J. Enkin, A. Dallimore and T. Vallier. (2012): turbidite event history -Methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone, USGS professional Paper, 1661-F, US Geological Survey.
- Goldfinger, C., Morey, A. E., Black, B., Beeson, J., Nelson, C. H. and Patton, J. (2013): Spatially limited mud turbidites on the Cascadia margin: segmented earthquake ruptures?, *Natural Hazards and Earth System Science*, 13(8), pp.2109–2146.
- Goldfinger, C., Morey, A. E., Nelson, C. H., Gutiérrez-Pastor, J., Johnson, J. E., Karabanov, E.,

- Chaytor, J. and Eriksson, A. (2007): Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy, *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1-2), pp.9-27.
- Goldfinger, C., Nelson, C. H., and Johnson, J. E. (2003a): Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics*, 46(5), pp.1169-1194.
- Goldfinger, C., Nelson, C. H. and Johnson, J. E. (2003b): Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas fault based on precise dating of offshore turbidites, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31, pp.555-577.
- Gupta, L. P., Tanikawa, W., Hamada, Y., Hirose, T., Ahagon, N., Sugihara, T., Abe, N., Nomura, S., Masaki, Y., Wu, H. Y., Lin, W., Kinoshita, M. and Yamada, Y. (in press): Examination of gas hydrate-bearing deep ocean sediments by X-ray Computed Tomography and verification of physical property measurements of sediments, *Marine and Petroleum Geology*.
- Gutierrez-Pastor, C. Nelson, H., Goldfinger, C. and Escutia, C. (2012): Sedimentology of Seismo-Turbidites off the Cascadia and Northern California Active Tectonic Continental Margins, Northwest Pacific Ocean, *Marine Geology*, 336.
- Heezen, B. C. and Ewing, M. (1952): Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake, *American Journal on Science*, 250, pp.849-873.
- Heezen, B. C., Ericson, D. B. and Ewing, M. (1954): Further evidence for a turbidity current following the 1929 Grand banks earthquake, *Deep-Sea Research*, Vol.1, pp.198-202.
- 池原 研 (1997): X線 CT装置を用いた地質試料の非破壊 観察と測定(1)-X線 CT装置の原理・概要と断面写真-, *地質ニュース*, No. 516, pp.50-61.
- 池原 研(1999): 深海底タービダイトからみた南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔, *月刊地球*, 号外 24, pp.70-75.
- 池原 研(2001): 深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の推定, *地学雑誌*, 110(4), pp.471-478.
- 池原研(2015): ターミナル小海盆：タービダイト古地震学の一つのターゲット, *第四紀研究*, 54, pp.345-358.
- Ikehara, K., Kanamatsu, T., Nagahashi, Y., Strasser, M., Fink, H., Usami, K., Irino, T. and Wefer, G. (2016): Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years, *Earth and Planetary Science Letters*, 445, pp.48-56.

- 池原研・宇佐見和子(2018): 海底の地震・津波堆積物—巨大地震・津波による海底の擾乱と擾乱記録を用いた巨大地震・津波履歴の解明—, シンセシオロジー Vol.11 No.1, pp.12–22.
- Inouchi, Y., Kinugasa, Y., Kumon, F., Nakano, S., Yasumatsu, S. and Shiki, T. (1996): Turbidites as records of intense palaeo earthquakes in Lake Biwa, Japan, *Sediment. Geol.* 104, pp.117–125.
- Iryu, Y., Maemoku, H. & Yamada, T. and Maeda, Y. (2009): Limestones as a paleo bathy meter for reconstructing past seismic activities: Muroto-misaki, Shikoku, southwestern Japan, *Global and Planetary Change*, 66, pp.52–64.
- Ishibashi, K. (2004): Status of historical seismology in Japan, *Ann. Geophysics*, 47: pp.339–368.
- 岩井雅夫, 藤原治, 門馬大和, 岩崎望, 鹿納晴尚, 尾田太良, 松岡裕美, 岡村眞 (2004): 室戸沖南海トラフ陸側斜面の土佐碧海盆より得られた完新世地震性タービダイト:KR9705P1 の例, *地質学論集*, 58, pp.137–152.
- Jelinek, V. (1981): Characterization of the magnetic fabric of rocks, *Tectonophysics*, 79, pp.63–67.
- 地震調査研究推進本部 (2013) : 南海トラフの地震活動の長期評価 (第二版) .
- 金井豊 (2000) : 鉛-210 堆積年代測定法とその問題点, *地球化学*, 34, pp.23–39.
- Kanamatsu, T. (1996): Magnetic fabric analysis of fine-grained sediments, Iberia Abyssal Plain. *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson, D.G. (Eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Ocean Drilling Program, College Station, TX, 149: pp.335–342.
- Kato, Y., Kitazato, H., Shimanaga, M., Nakatsuka, T., Shirayama, Y. and Masuzawa, T. (2003): ^{210}Pb and ^{137}Cs in sediments from Sagami Bay, Japan: sedimentation rates and inventories, *Progress in Oceanography*, 578, pp.77–95.
- 加瀬善洋, 佐藤まろみ, 西田尚央, 伊藤 慎(2013): タービダイトマッドの堆積形態と内部構造 : 房総半島鮮新統清澄層・安野層の例, *堆積学研究*, 第 72 卷, 第 1 号, pp.31–37.
- Kase, Y., Sato, M., Nishida, N., Ito, M., Mukti, M., Ikehara, K. and Takizawa, S. (2016): The use of microstructures for discriminating turbiditic and hemipelagic muds and mudstones, *Sedimentology*. 63. 10.1111/sed.12296.
- Kido, Y., Koshikawa, T. and Tada, R. (2006): Rapid and quantitative major element analysis

- method for wet fine-grained sediments using an XRF micro scanner, *Mar. Geol.* 229, pp.209–225.
- Kim A. K. (1984): Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge, *Marine Geology*, 55, pp.13–33.
- Kirschvink, J.L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophysical Journal International*, 62, pp.699–718.
- Lowe, D. R. (1982): Sediment gravity flows: Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents, *Journal of Sedimentology and Petrology*, 52, pp.280–297.
- Lurcock, P. C. and G. S. Wilson.(2012): Puffin Plot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13, Q06Z45.
- 町田洋・新井房夫 (1978): 南九州鬼界カルデラから噴出した広域テフラ-アカホヤ火山灰. 第四紀研究, 17: pp.143–163.
- Martin, K.M., Gulick, S., Bangs, N.B., Moore, G.F., Ashi, J., Park, J.O., Kuramoto, S. and Taira, A. (2010): Possible strain partitioning structure between the Kumano fore-arc basin and the slope of the Nankai trough accretionary prism, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q0AD02.
- 中嶋健(2000): タービディティ-カーレントの発生機構—タービダイトを用いた海域地震発生間隔評価手法の確立に向けて—, *地質調査所月報*, 51, pp.79–87.
- 中野司, 中島善人, 中村光一, 池田進 (2000): X線CTによる岩石内部構造の観察・解析法, *地質学雑誌*, 第106巻, 第5号, pp.363–378.
- Nelson, A. R., Kashima, K. and Bradley, L. A. (2009): Fragmentary Evidence of Great-Earthquake Subsidence during Holocene Emergence, Valdivia Estuary, South Central Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99(1), pp.71–86.
- Noguchi, T., Tanikawa, W., Hirose, T., Lin, W., Kawaguchi, S., Yoshida-Takashima, Y., Honda, M.C., Takai, K., Kitazato, H. and Okamura, K. (2012): Dynamic process of turbidity generation triggered by the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13, Q11003.
- 町田洋・新井房夫(1992): 火山灰アトラス : 日本列島とその周辺, 東京大学出版会, pp.276.
- McHugh, C. M., Gurung, D., Giosan, L., Ryan, W. B. F., Mart, Y., Sancar, U., Burckle, L. and Cagatay, M. N. (2008): The last reconnection of the Marmara Sea (Turkey) to the World Ocean: A paleoceanographic and paleoclimatic perspective *Marine Geology*, 255, 1–2, pp.

64–82.

- McHugh, C. M., Kanamatsu, T., Seeber, L., Bopp, R., Cormier, N. and Usami, K. (2016): Remobilization of surficial slope sediment triggered by the A.D. 2011 Mw 9 Tohoku-Oki earthquake and tsunami along the Japan Trench. *Geology*, 44(5), 391–394.
- O'Brien, N., Nakazawa, K. and Tokuhashi, S. (1980): Use of clay fabric to distinguish turbiditic and hemipelagic siltstones and silts, *Sedimentology*, 27, pp. 47–61.
- Oguri, K., Kawamura, K., Sakaguchi, A., Toyofuku, T., Kasaya, T., Murayama, M., Fujikura, K., Glud, R.N. and Kitazato, H. (2013): Hadal disturbance in the Japan Trench induced by the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Scientific Reports*, 3, pp.1–6.
- 岡村眞, 松岡裕美(2012): 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, *KAGAKU*, Vol.82, No.2.
- Okutsu, N., Ashi, J., Yamaguchi, A., Irino, T., Ikehara, K., Kanamatsu, T., Suganuma, Y. and Murayama, M. (2018): Evidence for surface sediment remobilization by earthquakes in the Nankai forearc region from sedimentary records. Geological Society, London, Special Publications, 477.
- Polonia, A., Bonatti, E., Camerlenghi, A., Lucchi, R. G., Panieri, G. and Gasperini, L. (2013): Mediterranean megaturbidite triggered by the AD 365 Crete earthquake and tsunami. *Scientific Reports*, 3, 1285.
- Polonia, A., Panieri, G. and Gasperini, L. (2013): Turbidite paleoseismology in the Calabrian Arc Subduction Complex (Ionian Sea). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, pp. 112–140.
- Polonia, A., Nelson, C. H., Romano, S., Vaiani, S. C., Colizza, E., Gasparotto, G. and Gasperini, L. (2017): A depositional model for seismo-turbidites in confined basins based on Ionian Sea deposits. *Marine Geology*, 384, pp.177–198.
- Ratzov, G., Cattaneo, A., Babonneau, N., Déverchère, J., Yelles, K., Bracene, R. and Courboulex, F. (2015): Holocene turbidites record earthquake supercycles at a slow-rate plate boundary, *Geology*, 43(4), pp.1–4.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P. G., Bronk R. C., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, G., Hajdas, I., Hattz, C., Heaton, T. J., Hoffman, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M. and van der Plicht, J. (2013): IntCal13 and Marine13 Radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 55, 4.

- Rupke, N. A. and Stanley, D. J. (1974): Distinctive properties of turbiditic and hemipelagic mud layers in the Algéro-Balearic basin, western Mediterranean Sea, *Smithsonian Contributions to the Earth Sciences*, pp.1–40.
- Sakai, S., Yamada, T., Shinohara, M., Hagiwara, H., Kanazawa, T., Obana, K., Kodaira, S. and Kaneda, Y. (2005): Urgent aftershock observation of the 2004 off the Kii Peninsula earthquake using ocean bottom seismometers, *Earth Planets Space*, 57, pp.363–368.
- 寒川旭(2004): 遺跡で検出される地震の痕跡—地震イベント堆積物-深海底から陸上までのコネクション—, *地質学論集*, 58, pp.11–18.
- Satake, K., Baba, T., Hirata, K., Iwasaki, S., Kato, T., Koshimura, S., Takenaka, J. and Terada, Y. (2005): Tsunami source of the 2004 off the Kii Peninsula earthquakes inferred from offshore tsunami and coastal tide gauges, *Earth Planets Space*, 57, pp.173–178.
- Seno, T., Stein, S. and Gripp, A. (1993): A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *Journal of Geophysical Research*, 98, pp.17941–17948.
- Shimono, T., Yamazaki, T. and Inoue, S. (2014): Influence of sampling on magnetic susceptibility anisotropy of soft sediments: comparison between gravity and piston cores, *Earth, Planets and Space*, 66(1), 3.
- Shishikura, M., Echigo, T. and Kaneda, H. (2007): Marine reservoir correction for the Pacific coast of central Japan using ¹⁴C ages of marine mollusks uplifted during historical earthquakes, *Quaternary Research*, 67, pp.286–291.
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K., Danhara, T. and Suigetsu 2006 Project Members (2013): Identification and correlation of visible tephtras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian/west Pacific palaeo climatic records across the last 150 ka, *Quaternary Science Reviews*, 67, pp.121–137.
- Stow, D. A. V. and Shanmugam, G. (1980): Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, 25, pp. 23–42.
- Taira, A. (1989): Magnetic fabrics and depositional processes, *Sedimentary Facies in the Active Plate Margine*. In: A. Taira and F. Masuda (Eds.), Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, pp. 43–77.
- 平 朝彦, 村上英記 (1984):タービダイトで探る “古南海・東海道地震”=タービダイト古地震学の可能性. *日本地震学会講演要旨集*, 2, pp. 195.

- Tanaka, A., Nakano, T. and Ikehara, K. (2011): X-ray computerized tomography analysis and density estimation using a sediment core from the Challenger Mound area in the Porcupine Sea bight, Western Ireland. *Earth Planets Space*, 63, pp. 103–110.
- Tarling, D. H. and Hrouda, F. (1993): *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall, London, 217.
- 土山明, 上杉健太朗, 中野司 (2000): 高分解能 X 線 CT 法による岩石・鉱物の 3 次元構造の研究-太陽系初期物質とコンドリュール-. *地学雑誌*, 109(6), pp. 845–858.
- Tsuchiyama, A., Uesugi, M., Matsushima, T., Michikami, T., Kadono, T., Nakamura, T., Uesugi, K., Nakano, T., Sandford, S. A., Noguchi, R., Matsumoto, T., Matsuno, J., Nagano, T., Imai, Y., Takeuchi, A., Suzuki, Y., Ogami, T., Katagiri, J., Ebihara, M., Ireland, T. R., Kitajima, F., Nagao, K., Naraoka, H., Noguchi, T., Okazaki, R., Yurimoto, H., Zolensky, M. E., Mukai, T., Abe, M., Yada, T., Fujimura, A., Yoshikawa, M. and Kawaguchi, J. (2011): Three-dimensional structure of Hayabusa samples: origin and evolution of Itokawa regolith. *Science*, 333, pp. 1125–1128.
- Tsuji, T., Ashi, J., Strasser, M. and Kimura, G. (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, pp. 15–25.
- 都司嘉宣 (1999):『平家物語』および『方丈記』に現れた地震津波の記載, *建築雑誌*, 114, pp. 46–49.
- Usami, K., Ikehara, K., Kanamatsu, T. and McHugh, C. M. (2017): Supercycle in great earthquake recurrence along the Japan Trench over the last 4000 years. *Geoscience letters* 5, 1, pp. 11
- Yamamoto, Y. (2006): Systematic variation of shear-induced physical properties and fabrics in the Miura-Boso accretionary prism: The earliest processes during off-scraping. *Earth and Planetary Science Letters*, 244(1–2), pp. 270–284.
- 都司嘉宣・岡村眞・松岡裕美・後藤智子・韓世燮 (2002) : 三重県尾鷲市大池, および紀伊長島町諏訪池の湖底堆積層中の歴史・先史津波痕跡について. *月刊地球*, 24(10), pp. 743–747.
- Zijderveld, J. D. A. (1967): A. C. Demagnetization of rocks: analysis of result, in *Method in Paleomagnetism*. Collinson, D. W., Creer, K. M., and Runcorn, S. K. (Eds.), Elsevier, New York, pp. 254–286.

謝辞

本研究をまとめるにあたって、修士課程在学中から本論文を執筆するに至るまで、常に熱心かつ暖かくご指導をいただいた指導教員である芦 寿一郎准教授には心から御礼申し上げます。筆者の至らなさから、様々な面で多大なご迷惑をおかけいたしました。これまで研究や論文執筆に際して、幾度も心が折れかけた時も決して見放すことなく暖かい激励をくださり続けたおかげで本論文を書き上げることが出来たと思います。

山崎俊嗣教授、須貝俊彦教授、山口飛鳥准教授、清家弘治主任研究員（産業総合技術研究所）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。

本研究の共同研究者である池原 研首席研究員（産業技術総合研究所）、入野智久助教（北海道大学）、金松敏也上席技術研究員（海洋研究開発機構）、菅沼祐介准教授（国立極地研究所）、村山雅史教授（高知大学）には大変お世話になりました。特に、池原研首席研究員にはタービダイト古地震学に関する基礎知識や投稿論文に関する的確なご助言をくださったこと、大変感謝しております。また、大村亜希子氏には堆積物コア処理に関する様々な基礎知識や技術を親切にご指導いただき、大変お世話になりました。

本研究で用いたコア試料を採取するにあたり、「新青丸」KS-14-8 次航海、「白鳳丸」KH-15-2 次航海、KH-16-5 次航海、KH-17-2 次航海の乗組員並びに乗船研究者にも厚く御礼申し上げます。各種測定に際しては、X線CTスキャンでは松崎琢也技術職員、柳本志津技術補佐員、小松朋子技術補佐員（高知大学）、帯磁率異方性測定では土田和枝観測技術員（MWJ）、山本裕二准教授（高知大学）、ITRAXの補助では笹岡美穂短期研究員、川村美智子技術補佐員（高知大学）、火山ガラスの主元素組成の分析では小川展弘技術職員（大気海洋研）、有孔虫を用いたC-14年代測定では横山祐典教授、宮入陽介特任研究員、高解像度環境解析研究センターの皆様、粒度分析では須貝俊彦教授、高橋尚志氏、試料採取において亀尾桂技術専門職員、芦田将成技術職員、各種事務処理では山下美和氏、作図や研究生活に関する様々な面で金原富子氏に多大なるご協力をいただきました。上記の方々なくしては、本研究を進めることは困難でした。誠にありがとうございました。

東京大学大気海洋研究所の皆様には、在学中から大変お世話になりました。沖野郷子教授はセミナーで活発な議論やご意見をくださりました。また、福地里菜特任研究員には研究面のみならず生活面など様々な場面で真摯に相談に乗ってくださり、厚く感謝しています。矢ヶ崎一浩氏には論文執筆の際も含めて、英語のチェックをしていただくことが多くありました。研究室の先輩方、同期、後輩、そして大海研の皆様には日頃から

研究面や日常生活において、非常にお世話になりました。心から感謝しています。皆様のおかげで毎日楽しく研究生生活を送ることができたと思います。

最後に、家族には言葉に表せないほどお世話になりました。自然科学に興味を持つきっかけをくれた叔父、これまでの学生生活に際して全面的な支援をしていただき、常に暖かく激励をくださった姉、父、母には大変感謝しています。

これまで、本当に様々な方々に色々な面でお世話になってきました。末筆ながら、至らない筆者を優しく支えご協力くださった皆様に心から感謝の気持ちを申し上げたく、ここに謝辞としてかえさせていただきます。

補遺

補遺は論文掲載予定のため、インターネット公表できません。